



**You have downloaded a document from
RE-BUS
repository of the University of Silesia in Katowice**

Title: XIV Szkoła Terenowa Geologów Uniwersytetu Śląskiego. Chańcza k/Rakowa Świętokrzyskiego, 31 marca – 5 kwietnia 1994. Streszczenia referatów

Author: Wojciech Krawczyński, Tomasz Wrzolek

Citation style: Krawczyński Wojciech, Wrzolek Tomasz (red.) (1994). XIV Szkoła Terenowa Geologów Uniwersytetu Śląskiego. Chańcza k/Rakowa Świętokrzyskiego, 31 marca – 5 kwietnia 1994. Streszczenia referatów. Sosnowiec : Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego



Uznanie autorstwa - Licencja ta pozwala na kopiowanie, zmienianie, rozprowadzanie, przedstawianie i wykonywanie utworu jedynie pod warunkiem oznaczenia autorstwa.



UNIWERSYTET ŚLĄSKI
W KATOWICACH



Biblioteka
Uniwersytetu Śląskiego



Ministerstwo Nauki
i Szkolnictwa Wyższego

XIV

Szkoła Terenowa Geologów UŚI



CHAŃCZA, 31 III - 5 IV 1994.



Fig.2. *Pseudohexagonaria* (?) *laxa* (Gürich), dewoński koralowiec czteropromienny z żywetu Bud, okaz GIUS 386 JU 14; przekrój podłużny, 4x

Na 1 str. okładki - Fig.1 ten sam okaz, przekrój poprzeczny, 3,5x

XIV
Szkoła Terenowa Geologów
Uniwersytetu Śląskiego

Chańcza k/Rakowa Świętokrzyskiego
31 marca - 5 kwietnia 1994

Streszczenia referatów

Redakcja i skład komputerowy:
Wojciech Krawczyński
Tomasz Wrzolek

Wydział Nauk o Ziemi UŚI
Sosnowiec 1994

*A może byśmy tak, najmiłsi
Wpadli na dzień do Kotuszowa*

**Mile Panie i Sympatyczni Panowie!
Drodzy Uczestnicy XIV Terenowej Szkoły Geologów
Uniwersytetu Śląskiego!**

Przedstawiając Wam materiały konferencyjne proszę o wybaczenie, że tak dużo znajdziecie tu produktów niżej podpisanego: spowodowane to było koniecznością zwiększenia objętości zeszytu. Przyczyną tego z kolei była podejrzliwość władz Uczelni co do charakteru naszej imprezy: z jednej strony JM Rektor wyraził zgodę na skredytowanie kosztów Szkoły (licząc, że zostaną zwrócone ze środków MEN), z drugiej podejrzenia wzbudził termin Szkoły. Zatem, skoro nie zarzuciliście redaktorów stołem Waszych referatów, musiałem sam sięgnąć do komputera... Samiście sobie winni!

Mimo to życzę Wam udanych sesji i, mimo zastrzeżeń Rektora, udanego wypoczynku. Ufam, że okolica spodoba Wam się, choć muszę wyjawic, że wiąże się z nią niejedna smutna legenda. O jednej z nich napomknę: legenda Wypły Kotuszowskiej.

Wiedź gminna niesie, że przed wiekami, na jeziorze, widocznym z okien Waszego zamczyska (przepraszam, ośrodka) znajdowała się potężna wyspa, Wyspa Kotuszowska. Zamieszkała była przez liczne i waleczne plemię Kotuszów (alias Kotuszowian), którzy nadużywali trunków wysokowych i wyrokiem bogów wyspa ich zapadła się w fale jeziora (pisał o tym już Kadłubek). Podobno niekiedy, o północy, osoby popadające w grzech kotuszowski mogą dostrzec na jeziorze zarysy wyspy. Oby nam się ona nie ukazała!

Życzy Wam tego z całego serca

Tomasz Wrzolek
organizator XIV Szkoły

PS: Przy okazji serdecznie dziękuję JM Rektorowi UŚ i Panu Dziekanowi WNoZ za pomoc finansową, (MEN również, awansem; jak nie dadzą forsy - skreślimy!). Dziękuję również autorom za referaty, a Gościom za uświetnienie Szkoły Swą obecnością.

Do zobaczenia na XV Szkole!!!

Spis treści

A.Bishady - Alkaline Ring Complexes of Egypt	4
P.Filipiak, W.Krawczyński - Mieczogony (Xiphosura) z karbonu NE obrzeżenia GZW	5
J.Gałoskin, L.Karwowski, M.Urbańczyk - Bliźniaki aragonitu ze sferosyderytów Faustianki (z kolekcji Muzeum Ziemi Uniwersytetu Śląskiego)	8
J.Gałoskin, W.Krawczyński - Muzeum Ziemi UŚI - co dalej?	12
E.Głuchowski - Liliowce z dolomitów triasowych niecki tarnogórskiej	17
J.Janeczek, K.Kozłowski, J.Żaba - Pozycja geologiczna i petrograficzna skał ultrazasadowych z Bystrzycy Górnej w Górach Sowich	19
J.Lewandowski - Problemy kenozoiku Jury Polskiej	22
K.Malik - Sedymentologia wczoraj i dziś - próba podsumowania	24
L.Marynowski, L.Karwowski - Substancja organiczna towarzysząca żyłom hydrotermalnym w Śluchowicach	26
M.Narkiewicz - Analiza subsydencji bruzdy środkowopolskiej w permie i mezozoiku	31
G.Racki - Drogi i bezdroża współczesnej biostratygrafii	34
M.A.Takla, I.M.Khalaf, M.H.Hathout & H.A.Eliwa - Petrology and Opaque Mineralogy of Um Arta Volcanics, Northern Eastern Desert, Egypt	37
T.Wrzolek - Czy paleontologia jest naszej uczelni potrzebna?	41
T.Wrzolek - Granica kreda - trzeciorzęd raz jeszcze	42
T.Wrzolek - Dewońskie koralowce Rugosa wschodniej części Gór Świętokrzyskich	44

Ahmed Bishady

Department of Geology, Menoufia University, Shibein El-Kom, Egypt

Alkaline Ring Complexes of Egypt

Over the last decades, some fourteen alkaline ring complexes were identified, mapped and studied. They occur among the late Proterozoic rocks of the Eastern Desert of Egypt.

The complexes represent the northward continuation of the chain of ring complexes that associate the East African rift System. They range in age from Cambrian (554 Ma) to late Cretaceous (89 Ma).

In Egypt, ring complexes intrude a dominantly Proterozoic basement of gneisses, geosynclinal metasediments, island arc volcanics, and older granitoids. They are circular to elliptical in plane, a few kilometers in diameter, and include a wide variety of granites, syenites, nepheline syenites, gabbros and carbonatites, as well as their volcanic equivalents, all arranged in a dominantly concentric fashion.

On the basis of: (a) their magmatic differentiation, reflected in the variety of rocks they include, (b) the degree of development of the ring nature, (c) complexity of the structure; the ring complexes in Egypt are classified into 5 groups (El Ramly and Hussein, 1982):

1 - Abu khruq type: well defined ring nature, wide range of rock types with nepheline.

2 - Gezira type: well defined ring nature, wide range of rock types without nepheline.

3 - Mishbeh type: poorly defined ring nature, limited range of rock types with nepheline.

4 - Mansouri type, a poorly defined ring nature, a limited range of rock types without nepheline

5 - Tarbite type, ring dykes, limited range of rock types without nepheline.

The field relations of the rock units in the various ring complexes show that they could not have been formed by the same mechanism. However, some possible models have been suggested such as: (a) alternation of periods of rising magma with periods of caldera subsidence e.g. Abu khruq and (b) magmatic stopping with no cauldron subsidence e.g. Gezira.

Garson and Krs (1976) suggest that the distribution of the ring complexes in Egypt is controlled by N 60° E crustal block faults and shear zones, and N 30° W deep seated tectonic zones related to the opening of the Red Sea. El Ramly and Hussein (1982) mentioned that the Egyptian ring complexes could be related to swells or arches in the crust essentially distributed at random, but with some alignment along lines of weakness which probably existed since Pre-Cambrian times and which suffered frequent rejuvenation.

De Grayter and Thomas (1981) suggested that all of the ring complexes of Egypt had a similar origin, which was due to alkaline melts having been formed in the asthenosphere by shear melting caused by changes in plate motion. These melts were emplaced along reactivated Pan-African fractures or pre-existing zones of weakness.

Paweł Filipiak, Wojciech Krawczyński

Katedra Paleontologii i Stratygrafii

Mieczogony (Xiphosura) z karbonu NE obrzeżenia GZW

Znaleziska paleozoicznych mieczogonów w Polsce należą do rzadkości. Jak dotąd opisano jedynie biohieroglify pochodzące od tych skamieniałości z osadów kambru Gór Świętokrzyskich (Radwański, Roniewicz, 1967). Karbońskie mieczogony zostały opisane dotąd przez Prantla i Pribyla (1956) z zagłębia ostrawskiego.

W czasie przeszukiwań hałd rejonu Sosnowca i Dąbrowy Górniczej student M.Gwoździwicz oraz p. E.Opalski znaleźli w sferosyderytach bardzo dobrze zachowane pancerze mieczogonów oraz lepidostrobusy. Wstępne badania tych rzadkich stawonogów ujawniły, że należą one do dwóch rodzajów: *Belinurus* i *Euproöps*. Autorzy dysponowali dwoma okazami ze szczątkami *Belinurus* sp. oraz dwoma okazami ze szczątkami *Euproöps* sp.

***Belinurus* sp.**

Znaleziono dwa okazy o rozmiarach podanych w tabeli 1.

Tabela 1. Rozmiary szczątków mieczogonów z rodzaju *Belinurus*

Elementy budowy	Okaz 1	Okaz 2
	wymiary	w mm
Długość prosomy	13	9
Szerokość prosomy	36	21
Długość kolca policzkowego ⁵	8	7
Długość glabelli	10	5
Szerokość glabelli	14	8
Długość thoracetronu	14	9
Szerokość osi	9	4
Długość zachowanego telsonu	niezachowany	5

Biorąc pod uwagę te parametry można stwierdzić, że okazy te należą do dwóch różnych gatunków. Generalnie prosoma jest ponad dwukrotnie szersza niż dłuższa. Długość prosomy jest zbliżona do długości thoracetronu. Przypuszcza się, że długość telsonu jest zbliżona do sumy długości prosomy i thoracetronu. Glabella jest słabo zachowana u obu okazów. Na okazie 2 (odcisk) widoczne są dobrze dwa płaty glabelli (pozycji oczu nie udało się ustalić). Na policzkach widoczne są trzy bruzdy biegnące promieniście od glabelli na zewnątrz. Prosoma otoczona jest wąską listwą przechodzącą w kolce policzkowe.

Thoracetron jest półokrągły i zbudowany z 7 segmentów (pleur) zakończonych kolcami skierowanymi lekko do tyłu.

Euproöps sp.

Znaleziono dwa okazy o rozmiarach podanych w tabeli 2.

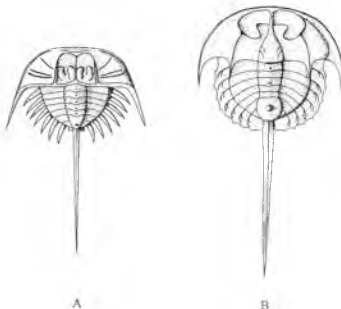
Tabela 2. Rozmiary szczątków mieczogonów z rodzaju *Euproöps*

Elementy budowy	Okaz 1	Okaz 2
	wymiały w mm	
Długość prosomy	13	18
Szerokość prosomy	32	36
Długość kolca policzkowego	7	6
Długość glabelli	12	15
Szerokość glabelli	15	19
Długość thoracetronu	14	15
Szerokość osi	6	6
Długość zachowanego telsonu	3	8

Ogólny opis rodzaju przedstawia się następująco. Długość prosomy odpowiada prawie długości thoracetronu. Szerokość prosomy jest około dwa razy większa niż długość. Na powierzchni prosomy widać liczne fałdy i zagłębienia. Glabella podkreślona jest przez wąskie fałdy, tworzące z przodu podwójny łuk. Dookoła prosomy biegnie wąska listewka przechodząca w kolce policzkowe.

Thoracetron składa się z 7 elementów, przy czym w części osiowej na pierwszym, trzecim i siódmym występują charakterystyczne kolce (największy z tyłu). Dookoła thoracetronu widać szeroką, błoniastą krezę z widocznymi, bliżej nieokreślonymi wypustkami, odpowiadającymi każdej pleurze. Charakterystycznym elementem jest przewężenie na osi thoracetronu spowodowane prawdopodobnie dużymi rozmiarami kolca na ostatniej pleurze.

Telson jest słabo zachowany.



Rys.1. Rekonstrukcje karbońskich mieczogonów na podstawie szczątków w sferosyderytach (wielkości naturalne): A - *Belinurus* sp., B - *Euproops* sp.

Ze względu na brak kompletnej literatury nie udało się oznaczyć gatunków tych mieczogonów. Nie udało się do tej pory określić dokładnej pozycji stratygraficznej sferosyderytów. Prawdopodobnie pochodzą one z jednej z wkładek morskich namuru A z KWK Porąbka-Klimontów.

Wśród sferosyderytów znaleziono także dobrze zachowane lepidostrobusy oraz sieczkę roślinną. Nad określeniem rodzaju lepidostrobusów trwają obecnie badania.

LITERATURA:

- PRANTL, F., PRIBYL, A., (1956) Ostrorepi (Xiphosura) ceskoslovenskeho karbonu. *Ustřed. Ustav Geol., Sborník sv. 22* (1955) Pal.;
- RADWAŃSKI A., RONIEWICZ P., (1967) Trace fossil Aglaspidichnus sanctacrucensis n. gen., n. sp., a probable resting place of an aglaspid (Xiphosura). *Acta Palaeontol. Pol.* vol. 12 No. 4;
- RATMOND P.E., (1944) Late Paleozoic Xiphosurans. *Bull. of the Museum of Comp. Zoology at Harvard College*, vol. XCIV, No 10.

Jewgienij Galuskin, Łukasz Karwowski, Maciej Urbańczyk

Katedra Geochemii, Mineralogii i Petrografii

**Blizniaki aragonitu ze sferysyderytów Faustianki
(z kolekcji Muzeum Ziemi Uniwersytetu Śląskiego)**

Badaniom morfologicznym poddano zrosty bliźniacze aragonitu, pochodzące ze sferysyderytów, występujących w batońskich ilach Faustianki (pół-zach. skrzydło niecki Łódzko-Miechowskiej). Kryształy aragonitu barwy miodowej asocjują z kałcytem i sfalerytem w septariach sferysyderytów.

Badania goniometryczne kryształów aragonitu, prezentujących jedynie zrosty bliźniacze, wykazały obecność dwóch praw zbliźniaczeń: $2' / m$ (typ A) $2' m m'$ (typ B) (klasa symetrii aragonitu - $m m m$) z płaszczyznami zrostu po słupie $\{110\}$ (rys. 1, 2, 3).

Blizniaki typu A reprezentowane są przez drobne kryształy, spłaszczone według $[010]$ i wydłużone zgodnie z osią Z (rys. 1a) lub osią X (rys. 1b) o długościach rzędu 1-2 mm. Na pokrój kryształów składają się następujące formy proste: $\{121\}$, $\{110\}$, $\{010\}$, $\{111\}$, $\{052\}$; postaci drugorzędowe: $\{131\}$, $\{021\}$; oraz rzadkie i niepewne formy: $\{1.12.3\}$, $\{152\}$, $\{1.18.10\}$, $\{3.14.4\}$. Na ścianach $\{010\}$ występuje prążkowanie równoległe do osi Z . Obserwuje się odchylenia o niewielkie kąty od położenia równoległego odpowiednich ścian bliźniaka w pasie $[001]$, które uwiadoczniają się na ścianach pinakoidów $\{010\}$ różnych części bliźniaka, co jest charakterystyczne dla niskokątowych granic bliźniaczych (Mokijewskij, 1983).

Blizniaki typu B reprezentują zrosty o pokroju bipiramidalnym z kątem wewnętrznym (widocznym bądź zarośniętym) - podtyp B1 (rys. 2a, 3a,b,c) oraz długosłupowe osobniki bez kąta wewnętrznego - podtyp B2 (rys. 2b). Blizniaki podtypu B1 osiągają rozmiary do 1 cm, natomiast rozmiary podtypu B2 nie przekraczają 2-3 mm. Najbardziej rozwiniętymi postaciami podtypu B1 są $\{121\}$, $\{111\}$, $\{110\}$, $\{052\}$, $\{083\}$, $\{0.10.3\}$; słabiej rozwinięte postacie - $\{010\}$, $\{032\}$, $\{053\}$, $\{041\}$; natomiast rzadko pojawiają się postacie $\{100\}$, $\{0.23.1\}$, $\{021\}$, $\{0.11.5\}$, $\{0.13.3\}$, $\{0.13.1\}$. W obszarze szwu bliźniaczego pojawiają się ściany: główne - $\{1.16.0\}$, $\{140\}$, $\{290\}$; drugorzędne - $\{160\}$, $\{2.11.0\}$, $\{190\}$, $\{1.36.0\}$, tworzące kąt wewnętrzny (rys. 2a, 3). Blizniaki podtypu B2 charakteryzują się rozwinięciem prostych postaci $\{121\}$, $\{110\}$, $\{010\}$, przy słabym rozwinięciu postaci $\{0kl\}$. Ściany postaci $\{0kl\}$ reprezentują jedynie formy połowkowe, np. w prawym osobniku bliźniaka istnieją tylko ściany $\{0kl\}$ i $\{0k-l\}$ (rys. 2, 3). Ściany te często tworzą serie mikrościan, zlewających się w drobne prążkowanie równoległe do osi X . Przy tym ściany jednej postaci prostej mogą się pojawiać w postaci prążkowania na różnych poziomach, nadając ścianom schodkowy charakter lub nietypowo ścinając wierzchołek kryształu (rys. 3c). Ściany w kącie wewnętrznym

reprezentują jedynie 1/4 postaci {hk0}, dla prawego kryształu bliźniaka jest to ściana (-hk0). Ściany {hk0} mogą posiadać prążkowanie równoległe do osi Z lub do osi X. Drugiemu wypadkowi może towarzyszyć zakrzywienie ściany, tak od ściany (-140) obserwowano nieprzerwany sygnał (na goniometrze) do ściany (-281) w sferze górnej kryształu oraz do (-28-1) w sferze dolnej. W kącie wewnętrznym może istnieć kilka ścian, ale ostrą krawędź obserwuje się tylko między postaciami {1.16.0} a {140} oraz {290}. Przy innych dowolnych wskaźnikach obserwuje się zaokrąglenie krawędzi. W bliźniakach typu B na przecięciu bipiramid {121} niekiedy obserwuje się wewnętrzny mikrokąt, powstający na przecięciu w/w ścian z płaszczyzną bliźniaczą. Charakterystyczna jest asymetryczna budowa bliźniaków aragonitu według osi Z.

Omówienie wyników

Bliźniaki można zaliczyć do form rzadkich, nieznanych w literaturze, pod względem skomplikowania przypominających bliźniaki tarnowicytu oraz luszpańskie bliźniaki aragonitu (Goldschmidt, 1913). Według mineralogicznej klasyfikacji opisane bliźniaki reprezentują bliźniaki zrostu (prawdopodobnie z koherentną granicą).

Przy typowych zbliźniaczeniach aragonitu kąt wewnętrzny powstaje między ścianami słupów rombów dwóch kryształów zbliźniaczonych wg prawa 2' m m' z płaszczyznami zrostu wg słupa {110} (rys.4). Dodanie do takiego zrostu trzeciego słupa rombowego daje pospolicie znane pseudoheksagonalne trójniki aragonitu.

Oryginalność aragonitu z Faustianki polega na tym, że kąt wewnętrzny powstaje w miejscu zrostu "rombów aragonitowych" ostrymi narożnikami poprzez dodatkowe postacie proste o irracjonalnych wskaźnikach {1.16.0}, będących przedłużeniem ścian formy {110} drugiego elementu bliźniaka (rys.4). Fakt ten wskazuje na możliwość powstania ścian jednej części bliźniaka poprzez generowanie ich drugą częścią bliźniaka, co realizuje się poprzez strefę zbliźniaczenia.

Niezwykły schodkowy charakter ścian {0kl} mówi o możliwości ich powstawania poprzez zarastanie kąta wewnętrznego, powstałego przy zroście "rombów aragonitowych" tępyimi narożnikami (rys.4).

Bliźniaki aragonitu o różnej morfologii współwystępują razem. Największe kryształy związane są ze stosunkowo długą egzystencją kąta wewnętrznego jako obszaru najbardziej sprzyjającego energetycznie dla przyłączenia nowych jonów (Grigorijev, Żabin, 1975). Można przypuszczać, że różnorodność zrostów bliźniaczych była związana z krystalizacją w środowisku heterogenicznym (z udziałem żeli).

Zatem szew bliźniaczy nie stanowi pasywnego elementu kryształu (płaszczyzny zrostu dwóch kryształów) - lecz jest aktywnym obszarem złożonego kryształu, mającym wpływ na kinetykę krystalizacji minerału i w

efekcie końcowym na jego morfologię, anatomię i strukturę. Wg Kukuja (1987) szew bliźniaczy traktujemy jako element anatomii minerału.

W zakończeniu można stwierdzić, że oryginalność bliźniaków B1 z efektem pojawienia się ścian o irracjonalnych wskaźnikach, będących równoległymi do gęsto upakowanych ścian drugiego elementu bliźniaka tworzących kąt wewnętrzny **można traktować jako normalne zjawisko w procesie powstawania zbliźniczenia**. Daje to podstawy dla zaproponowania własnej nazwy dla tego typu bliźniaków aragonitu - **"bliźniaki faustiańskie"**.

LITERATURA:

- CURRIEN, H., Le CORRE, Y. (1958) Notations des macles a l'aide du symbolisme des groupes de coulers de Choubnikov, *Bull. Soc. Franc. Miner. Crist.*, v.81, p.126-132.
- GOLDSCHMIDT, V. (1913) Atlas der Krystalloformen
- GRIGORJEV, D.P., ŻABIN, A.G. (1975) Ontogenija mineralov (in russian). Moskva, Nauka.
- KUKUJ, A.L. (1987) Dwojnikovyj szov kak element anatomii kristallov. *Zapiski Min.Ob.*, Vyp.4, s.442-445.

Objaśnienia rysunków - patrz strona 11

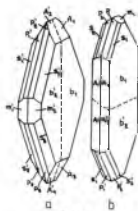
Rys.1. Bliźniaki typu A: a - wydłużone zgodnie z osią Z, b - wydłużone z osią X.

Symbole postaci prostych do rys.1-4.: {110} -m, {121} -s, {111} -p, {041} -h, {010} -b, {032} -l (wg Goldschmidta, 1913), {052} -A, {083} -B, {0.10.3} -C, {140} K, {1.16.0} -L, {1.36.0} -N (oznaczenia własne).

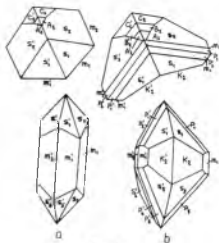
Rys.2. Bliźniaki typu B: a - bez kąta wewnętrznego (B2), b - z kątem wewnętrznym (B1).

Rys.3. Projekcja ortogonalna (XY) kryształów podtypu B1: a - z zarośniętym kątem wewnętrznym, b,c - z widocznym kątem wewnętrznym ze ścianą {1.16.0} równoległą do ścian słupa {110}: b - kryształ z symetrią 2' m m', c - kryształ z symetrią m', widok z góry i od dołu.

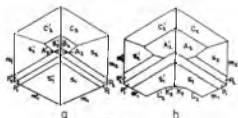
Rys.4. Schemat tworzenia się ścian o irracjonalnych wskaźnikach w obrębie kąta wewnętrznego (projekcja ortogonalna XY): 1,2,3 - "romby aragonitowe", linia kreskowana - bliźniak podtypu B1, linia punktowa - pozycja ściany L_2 ({1.16.0}) na kryształ bez kąta wewnętrznego.



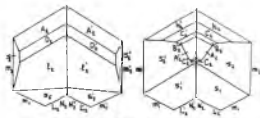
Rys. 1



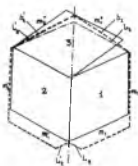
Rys. 2



Rys. 3



Rys. 3c



Rys. 4

Jewgienij Gałuskin, Wojciech Krawczyński

Katedra Geochemii, Mineralogii i Petrografii, Katedra Paleontologii i Stratygrafii

Muzeum Ziemi UŚI - co dalej?

Załączek Muzeum Ziemi Uniwersytetu Śląskiego powstał 1 X 1992r. z inicjatywy grupy pracowników Wydziału pod kierunkiem prof. Ł.Karwowskiego przy aprobachie ówczesnego Dziekana prof. A.T.Jankowskiego oraz prezesa Oddziału Górnośląskiego PTPNoZ prof. E.Konstantynowicza. Z całego budynku Wydziału zebrano niewykorzystane gabloty oraz okazy minerałów, skał i skamieniałości z archiwów katedr geologicznych.

Zostały wstępnie przygotowane 3 ekspozycje: mineralogiczna, paleontologiczna i złożowa (rys. 1).

Stan Muzeum na dzień dzisiejszy przedstawia się następująco:

1. Muzeum posiada dwa pomieszczenia, w których zgromadzono 20 gablot (8 w dziale paleontologii i 12 w dziale mineralogii);
2. W dziale mineralogii opracowano kolekcję systematyczną (360 okazów), kolekcję skupień mineralnych (76 okazów) i kolekcję genetyczną (30 okazów). Większość okazów jest własnością Wydziału. Kolekcje opracowali E.Gałuskin, I.Gałuskina, G.Bzowska i M.Czaja;
3. W dziale paleontologii opracowano kolekcję historyczną w oparciu o 250 okazów wydziałowych, 370 okazów z kolekcji prywatnych 11 osób (wystawionych na czas nieokreślony) oraz około 500 okazów ze współczesnych raf koralowych. Kolekcję opracowali W.Krawczyński, J.Ciesielczuk i J.Lewandowski;
4. W dziale złożowym opracowano kolekcję złożową w oparciu o 120 okazów. Kolekcję opracował J.Cabała (Tab.1);
5. Zgromadzono również około 20 okazów do przyszłej kolekcji petrograficznej;
6. Dzięki darom osób prywatnych, m.in. prof. Ł.Karwowskiego, prof. K.Kozłowskiego, prof. M.Puliny, państwa Gałuskinów, studentów, kolekcjonerów prywatnych oraz organizacji (PTPNoZ) Muzeum wzbogaciło się o wiele interesujących okazów mineralogicznych i paleontologicznych.

W latach 1992-1993 Muzeum otrzymało następujące dotacje: Wydział (7 mln), PTPNoZ (3 mln), Urząd Miasta (2 mln), prof. M.Pulina (5 mln).

Pieniądze wykorzystano na: zakup okazów (3 mln), zakup gablot (5 mln), wykonanie podstawek (7 mln), materiały biurowe (1,5 mln) oraz wykonanie obrazu z rekonstrukcją lasu karbońskiego (0,5 mln). Obecnie budżet Muzeum wynosi 0 zł.

Tabela 1 Zestawienie ilości okazów Muzeum Ziemi UŚI (stan na marzec 1994)

	ogólna ilość okazów	ilość okazów, które stanowią własność Wydziału	ilość okazów prywatnych, zdeponowanych na czas nieokreślony	ilość okazów zbadanych i opisanych oraz badanych
kolekcja mineralogiczna	466	456	10	około 20
kolekcja paleontologiczna	1120	750	370	około 30
kolekcja złożowa	120	120	-	-
RAZEM	1706	1326	380	około 50

W ramach Muzeum zorganizowano kilka wyjazdów terenowych na koszt własny uczestników, m.in. Ural, Jakucja, Czechy oraz wycieczki po Polsce, których efektem są nowe znalezienie i przywiezione okazy.

W grudniu ubiegłego roku na Radzie Wydziału powołano do życia Muzeum Ziemi przy katedrach geologicznych (w związku z zakazem rektora tworzenia nowych jednostek w roku akademickim 1993/94). Przedyskutowano Statut i Regulamin Muzeum oraz powołano Radę Naukową w składzie: prof. M. Pulinowa, prof. Ł. Karwowski i prof. E. Konstantynowicz. Statut i Regulamin Muzeum wyglądają następująco:

STATUT MUZEUM ZIEMI

1. Muzeum Ziemi stanowi integralną dydaktyczno-naukową część Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego przy Katedrach geologicznych.
2. Zadaniem Muzeum Ziemi jest:
 - kolekcjonowanie, systematyzacja i eksponowanie zbiorów;
 - naukowe opracowywanie zbiorów;
 - działalność dydaktyczna;
 - popularyzowanie wiedzy przyrodniczej;
 - współpraca z muzeami podobnego typu w Polsce i za granicą.
3. Zbiory i sprzęt Muzeum są własnością Uniwersytetu Śląskiego z wyjątkiem okazów przyjętych w depozyt.
4. Pracownikami etatowymi Muzeum są:
 - kustosz;
 - pracownik techniczny.

Kustosz Muzeum podlega bezpośrednio Dziekanowi Wydziału i odpowiada za swoją działalność przed Radą Wydziału*.

5. Przy Muzeum powołana jest ze składu profesorskiego trzyosobowa Rada Naukowa, która ma na celu wspomaganie pracy tej jednostki.

6. Działalność kustosza wspomagają pracownicy Katedr Wydziału. O składzie osobowym tej grupy pracowników (aktywni) winni być poinformowani kierownicy Katedr i udzielać im w miarę możliwości wszechstronnej pomocy.

7. Finansowanie działalności Muzeum odbywa się z funduszy Uniwersytetu Śląskiego, darowizn sponsorów oraz z funduszy projektów badawczych.

8. Tryb działalności Muzeum Ziemi określa Regulamin Muzeum.

*W początkowej fazie rozwoju Muzeum jego działaniem zajmować się będzie grupa pracowników Wydziału (aktywni).

REGULAMIN MUZEUM ZIEMI

1. Działalność Muzeum Ziemi obejmuje następujące kierunki:

- kolekcjonowanie, systematyzowanie i ekspozycje okazów minerałów, skał i skamieniałości oraz innych eksponatów związanych z litosferą i działalnością człowieka. W szczególności Muzeum zajmuje się gromadzeniem i opieką nad unikalnymi okazami pochodzenia polskiego;

- badania naukowe zbiorów związane z rozpoznawaniem i opisem eksponatów wraz z publikowaniem danych w różnych czasopismach;

- popularyzacja wiedzy o Ziemi poprzez reklamę, organizowanie różnorodnych wystaw tematycznych, skupianie zainteresowanych problematyką osób w koła popularno-naukowe oraz współpraca ze studenckimi kołami naukowymi WNoZ;

- prowadzenie grup wycieczkowych, udzielanie wyjaśnień i popularyzowanie wiedzy przyrodniczej wśród zwiedzających;

- nawiązywanie kontaktów z muzeami o podobnym profilu w Polsce i za granicą kraju;

- działalność w zakresie dydaktyki obejmująca prowadzenie wycieczek terenowych, wykładów specjalnych i indywidualnych konsultacji oraz pomoc w realizacji prac magisterskich w oparciu o zgromadzone okazy.

2. Uzupełnianie zbiorów Muzeum odbywać się będzie poprzez zakupy z własnych funduszy, zbieranie eksponatów podczas wycieczek i praktyk studenckich, z darowizn osób prywatnych i organizacji, z wymiany okazów z kolekcjonerami i poprzez przyjmowanie okazów w depozyt.

3. Muzeum Ziemi uczestniczy w projektach naukowych i programach badawczych, a także zajmuje się konsultacjami w dziedzinie ochrony obiektów zabytkowych i eksponatów o dużej wartości muzealnej w regionie górnośląskim.

4. Dostęp do pomieszczeń Muzeum poza godzinami otwarcia mają tylko osoby do tego upoważnione (lista których znajduje się na portierni).

5. Zabezpieczeniem zbiorów muzealnych zajmują się pracownicy Muzeum oraz pracownicy administracyjni WNoZ.

6. Wszelkie prace prowadzone w pomieszczeniach muzealnych muszą być zgłaszane kustoszowi Muzeum Ziemi (osobie odpowiedzialnej).

7. Godziny otwarcia Muzeum.

poniedziałek i środa 9⁰⁰-14⁰⁰

piątek 9⁰⁰-14⁰⁰ i 15⁰⁰-18³⁰

Istnieje możliwość zwiedzania Muzeum poza godzinami otwarcia po uprzednim uzgodnieniu terminu z kustoszem Muzeum:

telefonicznie 66-20-41 w.392, 224 lub 336

osobiście pokoje: 1108, 824, 1008.

Plany rozwoju:

Najbardziej pilną sprawą jest powołanie Muzeum Ziemi jako jednostki samodzielnej ze swoim kierownikiem-kustoszem oraz pracownikiem technicznym oraz ustalenie rocznego budżetu i uchwalenie statutu i regulaminu.

Główną ideą działania Muzeum jest chronienie dobrych okazów ze złóż polskich, obecnie zamykanych lub zamkniętych, mających dużą wartość naukową i historyczną (np. złoża w Machowie, Inowrocławiu itp.)

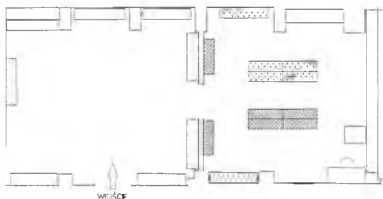
Podstawowymi kierunkami pracy Muzeum będą:

- dydaktyka (prowadzenie zajęć ze studentami);
- działalność popularyzatorska (oprowadzanie wycieczek szkolnych, reklama Wydziału, tworzenie przy Muzeum kół zainteresowań itp.);
- działalność naukowa (badania okazów znajdujących się w zbiorach Muzeum);
- działalność muzealna (ochrona i zabezpieczenie okazów przed zniszczeniem, systematyzacja, inwentaryzacja, archiwizacja).

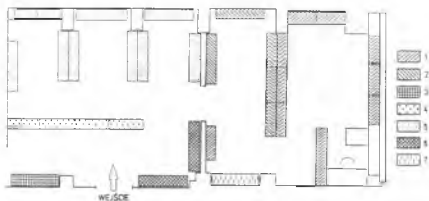
W związku z lepszym zagospodarowaniem miejsca planuje się sprowadzenie dodatkowych 8 gablot i poszerzenie kolekcji o petrograficzną, sedymentologiczną oraz krasową. Planuje się również wzbogacenie kolekcji o opisy, nowe metryczki, podstawki różnych typów pod okazy (część z nich została już wykonana), plansze, soczewki powiększające, postumenty pod większe okazy i ich szklane przykrycia oraz oświetlenie. Poważnym problemem jest oszklenie gablot, uszczelnienie i porządne zamknięcie.

Dla Muzeum niezbędne jest pomieszczenie na magazyn, archiwum, preparatorium. Potrzebne są również narzędzia do preparacji okazów oraz sprzęt optyczny do ich rozpoznawania. Tworzona jest również kartoteka, inwentaryzacja oraz komputerowa baza danych.

Planuje się również ustawienie przed wejściem do Muzeum dwóch postumentów z bryłami węgla i rudy cynkowo-olowiowej, a także wykorzystanie przestrzeni przed budynkiem Wydziału na lapidarium.



A



B

Rys.1. Plan Muzeum Ziemi UŚI:

A – sytuacja dzisiejsza; B – sytuacja planowana.

Kolekcje: 1 – mineralogiczna, 2 – petrograficzna, 3 – sedymentologiczna,
4 – złożowa, 5 – paleontologiczna, 6 – krasowa, 7 – czasowa.

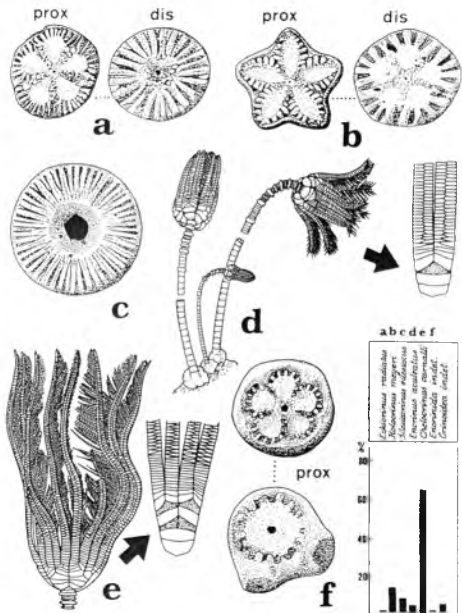
Edward Gluchowski
Katedra Paleontologii i Stratygrafii

Liliowce z dolomitów triasowych niecki tarnogórskiej

Po największej transgresji morskiej na obszar basenu germańskiego w dolnym wapieniu muszlowym, u schyłku pelsonu rozpoczęła się faza regresywna. Wiązała się ona z postępującą izolacją zbiornika epikontynentalnego od oceanicznych wód Tetydy. Stopniowo wymierały stenohalinowe bezkręgowce, aż do zupełnego ich zaniku w hipersalinarnych wodach środkowego wapienia muszlowego. Najdłużej, bo do początków illyru stenohalinowe zespoły faunistyczne utrzymywały się na Górnym Śląsku, co wskazuje na nieprzerwany dopływ wód oceanicznych na ten obszar poprzez brzołę śląsko - morawską. Schyłkowy epizod tej fazy rozwoju basenu gómośląskiego reprezentowany jest przez zwarty kompleks dolomitów diploporowych, zawdzięczających swoją nazwę skałotwórczym zielenicom *Diplopora* i *Physoporella*. Dolomity te z reguły pokrywają organogeniczne, wapienne serie dolnego wapienia muszlowego, które w centralnej i wschodniej części Górnego Śląska uległy całkowitej lub częściowej dolomityzacji tworząc tzw. dolomity kruszczońskie. Jedynie lokalnie, w tektonicznie czynnej strefie barier wypowej Siewierz - Olkusz dolomity diploporowe spoczywają bezpośrednio na podłożu paleozoicznym.

Na obszarze niecki tarnogórskiej dokumentowana jest pełna sekwencja dolomitów diploporowych reprezentujących górną część poziomu liliowcowego *silesiacus*. Charakteryzują się one względnie zróżnicowaną litologią i poza podrzędnymi odmianami krystalicznymi zbliżonymi do dolomitów kruszczońskich, wykształcone są głównie jako dolomity ziamiste i oolitowe, zwykle porowate lub gąbczaste o ochrowo - brunatnych barwach. Tworzą one stosunkowo grube, wzajemnie przeławicające się warstwy. Fauna dolomitów diploporowych tego regionu jest szczególnie bogata i występuje zarówno w postaci szkieletów jak i odcisków. Podstawowymi elementami faunistycznymi są tu liliowce, jeżowce, ramienionogi, małże i ślimaki. Znacznie rzadziej występują koralowce, gąbki, pierścienice, łódkonogi i kości kręgowców. Liliowce w tych utworach odznaczają się wysokim stopniem dezartykulacji. Wśród oznaczalnych ich szczątków zidentyfikowano następujące gatunki (patrz figura):

- Eckicrinus radiatus* (Schauroth 1859)
- Holocrinus meyeri* Hagdorn et Gluchowski 1993
- Silesiacrinus silesiacus* (Beyrich 1857)
- Encrinus aculeatus* v. Meyer 1847
- Chelocrinus carnalli* Beyrich 1856



Gatunek wskaźnikowy poziomu *silesiacus* oraz obecne tu holokrynidy notowane są jedynie we wschodniej części zbiornika epikontynentalnego, podczas gdy enkrynidy zamieszkiwały cały basen dolnego wapienia muszlowego. Ponad 80% szczątków liliowców reprezentuje fiksozesylne epibionty jakimi były enkrynidy i millerikrynidy, co dowodzi obecności w basenie sedimentacyjnym rozległych, skonsolidowanych stref dna eksponowanych wśród luźnych osadów węglanowych zasiedlonych przez semisesylne holokrynidy oraz większość pozostałych bezkręgowców.

LITERATURA (wybór):

- GLUCHOWSKI, E. 1992. Charakterystyka geologiczna. W: Ustanowienie strefy chronionej w kamieniołomie Blachówka. Zespołowe opracowanie archiwalne U.ŚI. Sosnowiec.
- GLUCHOWSKI, E. & BOCZAROWSKI, A. 1986. Crinoids from the Diplopora Dolomite (Middle Muschelkalk) of Piekary Śląskie, Upper Silesia. *Bull. Polon. Acad. Sci.*, 34, 2. Warszawa.
- HAGDORN, H. & GLUCHOWSKI, E. 1993. Paleobiogeography and Stratigraphy of Muschelkalk Echinoderms (Crinoidea, Echinoidea) in Upper Silesia. In: H. Hagdorn et A. Seilacher (eds) Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991. Stuttgart.
- HAGDORN, H., GLUCHOWSKI, E. & BOCZAROWSKI, A. 1994. Revision of the Crinoid Fauna from the Diplopora Dolomite (Middle Muschelkalk, Upper Anisian) at Piekary Śląskie in Upper Silesia. *Geologisch - Paläont. Mitteilungen*. Innsbruck. (w druku).
-

J. Janeczek, K. Kozłowski, J. Żaba

Katedra Geochemii, Mineralogii i Petrografii; Katedra Geologii Podstawowej

Pozycja geologiczna i petrograficzna skał ultrazasadowych z Bystrzycy Górnej w Górach Sowich

Blok Gór Sowich (BGS) stanowi najstarszą jednostkę tektonostratygraficzną Sudetów Zachodnich. Zbudowany jest z różnego rodzaju gnejsów i migmatytów powstałych z przeobrażenia górnoproterozoicznych pelitów i szarogłazów w warunkach facji amfibolitowej. Główne etapy (pięć) deformacji kompleksu gnejsowego BGS miały miejsce przed górnym Dewonem.

Blok Gór Sowich ze wszystkich stron ograniczony jest uskokami. Wokół BGS występują kompleksy skał zasadowych i ultrazasadowych, które należą do górnodewońsko-dolnokarbońskiego zespołu ofiolitowego

W obrębie gnejsów BGS występują małe ciała amfibolitów, granulitów i skał ultrazasadowych. Granulity i towarzyszące im skały ultrazasadowe występują w północnej części Gór Sowich w okolicach jeziora Bystrzyckiego, na wzgórzu Klinek i w okolicy Bystrzycy Górnej. To ostatnie wystąpienie jest największym wystąpieniem granulitów i serpentynitów na obszarze Gór Sowich. Granulity wraz z kompleksem skał ultrazasadowych odsłaniają się w przekopie kolejowym oraz w licznych, małych, nieczynnych kamieniołomach.

Granulity na kontakcie ze skałami ultrazasadowymi i zasadowymi (amfibolity) w przekopie kolejowym w Bystrzycy Górnej są silnie zdeformowane. Są to granulity felzytowe (ze skałeniami potasowymi), w których blasty granatów są zdeformowane, ale nie zrotowane, oraz mają "ogony" biotytowe, których ułożenie wskazuje na działanie stresu ścinającego. Główną część odsłonięcia zajmują hornblendyty zbudowane z idiomorficznej hornblendy hastingsytowej, której towarzyszy interstycjalny apatyt oraz akcesoryczny spinel. Ze względu na duże rozmiary ziarn, dochodzące do 20 cm, skała ta bywa nazywana pegmatytem, jednakże cechy strukturalne tej skały oraz jej pozycja geologiczna wskazują, że jest to kumulat ultramaficzny. W hornblendytach występują strefy mylonitizacji i kataklazy. W brekcjach stwierdzono fragmenty tonalitów lub kwarcowych diorytów. Natomiast w strefach mylonitycznych występują fragmenty serpentynitów. W odsłonięciu występują również amfibolity, piroksenity oraz perydotyty. Główne wystąpienia piroksenitów, perydotytów oraz powstałych z nich serpentynitów znajdują się w pobliskich małych łomach serpentynitu oraz w dużym kamieniołomie granulitu na południe od Bystrzycy Górnej. Odsłaniające się tam niezmiennione perydotyty należą głównie do harzburgitów i granatowych lherzolitów. Piroksenity reprezentowane są głównie przez websteryty i tworzą kilkudziesięciocentymetrowe budiny w serpentynitach i perydotytach. Bakun-Czubarow (1980) wykazała przy użyciu geotermometrów piroksenowych, że granatonośne websteryty i piropowe lherzolity powstały w warunkach ciśnień i temperatur odpowiadających górnym strefom (pomiędzy 50 - 100 km) górnego płaszcza Ziemi, charakteryzującym się stromym gradientem geotermicznym. Duże zróżnicowanie litologiczne skał ultramaficznych w Bystrzycy Górnej od bogatych w granat websterytów, charakteryzujących się małym stosunkiem Cr/Al, poprzez enstatyty, dunity do bogatych w spinel harzburgitów, charakteryzujących się bardzo dużym stosunkiem Cr/Al wskazuje, zdaniem Bakun-Czubarow (1980), na dużą niejednorodność materiału płaszcza poniżej BGS.

Skały ultrazasadowe w Bystrzycy Górnej uległy procesom przeobrażeniowym na wskutek wzrostu aktywności wody, najprawdopodobniej w czasie przemieszczania się kompleksu ultramafitów w górnej części skorupy ziemskiej. Perydotyty uległy serpentynizacji. W niektórych miejscach obserwuje się ostre kontakty między serpentynitem zawierającym relikty oliwinu, a nieprzeobrażonym perydotytem. Pirokseny w websterycie oraz w perydotytach zostały częściowo lub całkowicie wyparte przez amfibole: aktynolit lub

hastingsyt. Zaobserwowano dwa mechanizmy tworzenia się popiroksenowych amfiboli. Pierwszy polega na pseudomorficznym zastępowaniu diopsydu wzdłuż płaszczyzn łupliwości przez amfibol. Drugi wiąże się z rekrytalizacją zkatklazowanych lub zmylonityzowanych piroksenów bezpośrednio jako amfiboli według schematu: piroksen ----> mylonityzacja ----> rekrytalizacja + woda ----> amfibol. Wtórna hornblenda została z kolei częściowo wyparta przez magnezowy chloryt. Produktem ubocznym chlorytyzacji hornblendy jest bogaty w glin (8% wag Al_2O_3) tytanit. Przeobrażeniu hydrotermalnemu uległy również amfibolity, w których kosztem plagioklastu doszło do powstania wtórnego epidotu i klinozoyitu. Wynikiem zmian spadku ciśnienia w czasie przemieszczania się ultramafitów w górne partie skorupy ziemskiej był nierównowagowy rozpad granatu z utworzeniem obwódek kelyfitowych.

Według modelu Żelaźniewicza (1985, 1987) skały ultramaficzne znalazły się w dzisiejszym położeniu w wyniku następujących zdarzeń: 1. intruzji materiału górnego płaszcza w granulity podścielające suprakrystalną formację gnejsową; 2. tektonicznego rozczłonkowania kompleksu granulitów i ultramafitów; 3. przemieszczenia brył kompleksu granulitowo-ultramaficznego wzdłuż stref działania stresu ścinającego w górne części skorupy ziemskiej i wtłoczenia ich w gnejsy. Obserwacje petrograficzne i tektoniczne w Bystrzycy Górnjej zdają się wskazywać, że przynajmniej trzeci etap rzeczywiście miał miejsce. Gnejsy homofaniczne na kontakcie z ultramafitami charakterystycznie zmieniają skład mineralny. Dramatycznie wzrasta w nich ilość hornblendy w kierunku kontaktu z ultramafitami podobnie jak stopień serycytyzacji skałeni. Maleje natomiast zawartość kwarcu. W gnejsach obserwuje się enklawy hornblendytów. Gnejsy na kontakcie z ultramafitami były zmylonityzowane. Obserwacje te można zinterpretować jako "wprasowywanie" ultramafitów w gnejsy w czasie działania stresu ścinającego na kontakcie między tymi skałami. Proces przemieszczenia, wydzwignięcia i wtłoczenia skał ultrazasadowych w gnejsy miał miejsce w czasie ruchów tektonicznych poprzedzających główną fazę deformacji D2 w Górach Sowich (Żelaźniewicz, 1987).

LITERATURA:

- BAKUN-CZUBAROW, N. (1980) *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci. A-8*, 130, 57-67.
 ŻELAŻNIEWICZ, A. (1985) *Acta Geol. Pol.* 35, 157-171.
 ŻELAŻNIEWICZ, A. (1987) *Ann. Soc. Geol. Pol.* 57, 203-348.

Józef Lewandowski
Katedra Geologii Podstawowej

Problemy kenozoiku Jury Polskiej

Wyżyna Krakowsko-Wieluńska, nazywana także Jurą Polską (Różycki, 1960) lub progiem górnourajskim (Gilewska, 1972), to jeden z najciekawszych geologicznie i krajobrazowo regionów Polski Południowej. Oprócz problematyki ściśle jurajskiej, region ten był i jest przedmiotem badań tektonicznych, krasowych, geomorfologicznych, hydrogeologicznych i archeologicznych. Specyficzne wykształcenie łądowych formacji kenozoicznych tego obszaru, będących świadectwem złożonej paleogeografii ostatnich 70 milionów lat, sprawia, że do chwili obecnej toczy się dyskusja nad genezą i wiekiem form i osadów, które towarzyszą formacjom górnourajskim. Do najbardziej kontrowersyjnych zagadnień tej problematyki należą:

1. wiek i geneza tzw. "piasków formierskich" - płożnej paleontologicznie formacji regolitowo- krasowej;
2. morfogeneza i wiek skałek ostańcowych i wiążący się z tym problem morfotektonicznej ewolucji progu górnourajskiego, będącego częścią tzw. wału metakarpackiego;
3. problem zlodowaceń plejstocenских, a w szczególności zagadnienie tzw. "nunataka wklęsłego" - specyficznego elementu glacialnej paleogeografii regionu,
4. wiek i geneza pokryw piaszczystych, tak charakterystycznych dla tego regionu, a będących świadectwem paleoklimatycznych przemian eko- i geosystemu na progu górnourajskim.

Szczegółowe badania geologiczne ostatnich dwudziestu lat, związane głównie z wykonywaniem kolejnych arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (1:50 000), pozwoliły zweryfikować niektóre z wyżej wymienionych zagadnień (vide Heliasz et al., 1992).

Piaski formierskie, uważane powszechnie jako rezydualne utwory paleogeńskiej denudacji krasowej (Gradziński, 1977) w świetle nowszych przesłanek paleoklimatycznych, morfotektonicznych, sedimentologicznych i mineralogicznych, należy traktować jako specyficzną formację regolitowo-krasową, prawdopodobnie wieku mioceńskiego (vide Lewandowski, 1994b).

Skalki ostańcowe, traktowane najczęściej jako relikty paleogeńskich mogotów (Klimaszewski, 1958), należy uważać za formy selektywnej denudacji chemicznej, uwarunkowanej facjalną zmiennością wapieni górnourajskich oraz ich tektoniczną strukturą blokową. Sądząc po zachowanej w jaskiniach faunie kopalnej (Głazek, Szynkiewicz, 1987), oraz biorąc pod uwagę tempo totalnej denudacji chemicznej i uwarunkowanie paleoklimatyczne, ich rozwój należy

odnieść głównie do pliocenu i eoplejstocenu oraz późniejszej modyfikacji w warunkach plejstoceniowego wietrzenia peryglacialnego (vide Lewandowski 1994a).

Hipoteza nunataka wklęsłego (Różycki, 1960), jaki miał istnieć podczas zlodowacenia Sanu na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, z punktu widzenia dynamiki ruchu lądolodu oraz sprężystych odkształceń glaciostatycznych, jest bardzo prawdopodobna. Potwierdza ją brak efektów mutonizacji skałek, powszechny brak głazów eratycznych i jakichkolwiek utworów glacialenicznych na znacznym obszarze Wyżyny (patrz Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, ark. Żarki, Pradła, Ogrodzieniec, Olkusz).

Pokrywy piaszczyste Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, którym przypisuje się na ogół fluwioglacialne pochodzenie, a ich wiek określany jest bardzo rozmaicie (od zlodowacenia południowopolskiego, poprzez środkowopolskie, do północnopolskiego), to efekt wielokrotnej redepozycji utworów glacialenicznych - na przemian eolicznej (w górę) i deluwialno-proluwialnej (w dół), w warunkach peryglacialnego klimatu kolejnych zlodowaceń neoplejstoceniowych, a głównie - zlodowacenia Wisły (Lewandowski, 1994a).

LITERATURA:

- GILEWSKA, S., 1972 Wyżyny Śląsko-Małopolskie. W: Geomorfologia Polski, PWN, Warszawa, s. 232-339.
- GŁAZEK, J., SZYNKIEWICZ, A., 1987 Stratygrafia młodotrzeciorzędowych i staroczwartorzędowych osadów krasowych oraz ich znaczenie paleogeograficzne. W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Wrocław, s. 113-130.
- GRADZIŃSKI, R., 1977 Sedymentacja piasków formierskich na skrasowiakim podłożu w środkowej części Jury Krakowsko-Wieluńskiej *Kras i Speleologia*, t. 1, Katowice, s. 59-70.
- HELIAŚ, Z., LEWANDOWSKI, J., LISZKOWSKI, J., 1992 Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Żarki, wraz z objaśnieniami. PIG, Warszawa (w druku).
- KLIMASZEWSKI, M., 1958 Rozwój morfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym. *Przegl. Geogr.*, 30, 1, Warszawa, s. 3-43.
- LEWANDOWSKI, J., 1994a Pokrywy fluwioperyglacialne Wyżyny Częstochowskiej. *Przegl. Geol.* (w druku).
- LEWANDOWSKI, J., 1994b : Rzeźba podczwartorzędowa regionu śląsko-krakowskiego i jej ewolucja morfogenetyczna. *Folia Quatern.* (w druku).
- RÓŻYCKI, S. Z., 1960: Czwartorzęd Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów. *Przegl. Geol.*, 8, Warszawa, s. 424-429.

Kazimiera Malik
Katedra Geochemii, Mineralogii i Petrografii

Sedymentologia wczoraj i dziś - próba podsumowania

August Comte (1798 - 1857), wielki europejski filozof i socjolog, a także najwybitniejszy przedstawiciel francuskiego pozytywizmu, napisał w I połowie XIX wieku:

"Nikt nie może być naprawdę mistrzem w jakiegokolwiek dziedzinie nauki, dopóki nie zgłębi jej szczegółowej historii". Mając na uwadze ten motyw ogólny, a także szereg innych, nie mniej istotnych względów merytorycznych i formalnych, zdecydowałam, że ten pasjonujący problem - skąd pochodzi sedymentologia, czym jest obecnie i dokąd zmierza - staje się tematem mojego wystąpienia na tegorocznej Szkole.

Rozwój myśli sedymentologicznej w swym początkowym stadium spleta się z rozwojem geologii oraz innych nauk przyrodniczych. Sięga on starożytności, skąd można zaczerpnąć liczne przykłady wnikliwej obserwacji procesów i środowisk sedymentacyjnych oraz prawidłowej ich interpretacji. Herodot, Aleksander Macedoński, Arystoteles, Strabon, Pliniusz Starszy - są tylko wybranymi postaciami starożytnych, z którymi związane są pisemne przekazy zainteresowań sprawami, należącymi dziś do kręgu badań sedymentologicznych. Przyrodoznawstwo nowożytne, a zwłaszcza epoka Renesansu i Oświecenia wzbogaciło je o nowe elementy.

Za prekursora sedymentologii i innych kierunków w geologii, a zwłaszcza tych, które oparte są na badaniach skamieniałości i osadów je zawierających, uważa się powszechnie Duńczyka Nielsa Stensena (1638 - 1686), który bardziej był znany w kręgach ówczesnej zdominowanej przez łacinę nauki, jako Nicolaus Steno lub Stenonis. Ten europejski przyrodnik jest dość mało znany w Polsce, a skomentowanie tylko jego dokonań dla nauk o Ziemi oraz barwnego życiorysu, zasługiwałoby na osobne wystąpienie.

Fundamenty współczesnej sedymentologii zostały założone w XIX wieku i są one spięte niby klamrami, ogłoszeniem dwóch podstawowych praw: zasady aktualizmu geologicznego (Lyell 1830) i zasady następstwa facji osadowych (Walther 1894). Wtedy też żyje i działa angielski geolog, petrograf i metaloznawca - Henry Clifton Sorby (1826 - 1908) - uważany powszechnie za ojca europejskiej sedymentologii. Rozpoczął on nowoczesne badania petrograficzne skał osadowych w obu aspektach, jakościowym i ilościowym, a także zapoczątkował analizę struktur sedymentacyjnych, analizę paleoprądów i badania eksperymentalne. Dla uhonorowania jego zasług Międzynarodowa Asocjacja Sedymentologiczna ustanowiła w latach 70-tych Medal Sorby'ego, główne światowe wyróżnienie w dziedzinie sedymentologii, przyznawane co 4

lata. Dotychczas laureatami tego Medalu są: Bagnold, Shepard, Pettijohn, Bathurst i Folk.

Niezwykle istotne znaczenie dla rozwoju sedymentologii miała też słynna ekspedycja statku badawczego Challenger (1872 - 76), dzięki której ogromnie się poszerzyła wiedza przyrodnicza na temat współczesnych środowisk morskich.

Początek XX wieku był okresem swoistej stagnacji w rozwoju myśli sedymentologicznej, jakby okresem oczekiwania "na nadejście wielkiego". Oprócz postępu w dziedzinie badań cech teksturowych, reprezentowanych zwłaszcza przez prace Cayeux (1897-1929), Uddena (1914), Wentwortha (1922) i Krumbeina (1934), zainteresowania geologów skupiały się głównie wokół tektonicznych aspektów sedymentacji. Dopiero lata 30-te przynoszą znów ożywienie problematyką genezy skał osadowych, wyrażone m.in. powołaniem do życia czasopisma *Journal of Sedimentary Petrology* (1931); kreacją ostatecznej nazwy dyscypliny jako "sedimentology" (Wadell 1932), oraz narodzinami koncepcji turbidytowej (Daly 1936).

Jako samodzielna dyscyplina wśród nauk o Ziemi sedymentologia wyodrębniła się bezpośrednio po II wojnie światowej. Świadczą o tym m.in. następujące zdarzenia formalne:

1946 - I Międzynarodowy Kongres Sedymentologiczny; 1948 - spotkanie i dyskusja Kuenena z Migliorinim podczas Kongresu Geologicznego w Londynie; 1950 - ogłoszenie ich wspólnej pracy o prądach zawieszinowych jako przyczynie uziarnienia frakcjonalnego, uważanej do dziś za fundamentalną dla rozwoju dyscypliny; 1952 - powstanie International Association of Sedimentologists; 1962 - powołanie do życia czasopisma *Sedimentology*, 1964 - rozpoczęcie serii monograficznej *Developments in Sedimentology*. Głównymi animatorami badań w tym wczesnym okresie byli Kuenen i Allen, a w Polsce Profesor Książkiewicz.

Lata 60-te i 70-te stanowią okres niezwykle bujnego rozwoju dyscypliny, aktywizują się społeczności sedymentologów w wielu krajach, nie wyłączając Polski. Z prawdziwej lawiny monografii i podręczników akademickich, które ukazały się w tym czasie należy sądzić, że sedymentologia już wtedy wchodziła jako przedmiot do programów studiów wyższych. Przypomnę, że w Polsce stało się to w roku 1976. Przy okazji warto też dodać, że 200-lecie studiów geologicznych na UJ obchodziliśmy w 1983 roku.

Dzisiaj sedymentologia jest dojrzałą dyscypliną wśród nauk o Ziemi, posiadającą komplet atrybutów przynależnych każdej poważnej i szanowanej dyscyplinie naukowej. Ma ona bowiem swoją historię wyodrębnienia, jasno zdefiniowany obiekt badań, wiedzę teoretyczną oraz wykorzystanie praktyczne. Sedymentologia ma charakter wybitnie interdyscyplinarny, bo wszakże narodziła się na drodze naturalnej ewolucji spośród nauk o Ziemi. Opinii na temat tego rodzicielstwa jest wiele, moja należy do najbardziej "poligenetycznych". Jako starsze nauki, których rozwój i stopień zaawansowania umożliwił narodziny

sedymencie wymienia: - stratygrafię i paleontologię; - petrografię i mineralogię; - tektonikę i geologię strukturalną; - oceanografię i geomorfologię. Do dziś zresztą istnieje z nimi bardzo ścisła współpraca. Sedymencjologia reprezentuje dziś bardzo rozległą dyscyplinę i w jej obrębie już od lat następuje mniej lub bardziej formalna, lecz wyraźna specjalizacja, prowadząca do powolnego rozszczepiania się monolitu na działy o randze subdyscyplin. Analizując rzecz szczegółowo takich działów można dziś wymienić około 20. Wykazując one różną dynamikę rozwoju i niektóre z nich mają duże szanse na usamodzielnienie. Wydaje się, że los jaki spotkał geologię sto lat temu, nie ominie dzisiaj sedymencjologii.

Leszek Marzynowski, Łukasz Karwowski
 Katedra Geochemii, Mineralogii i Petrografii

Substancja organiczna towarzysząca żyłom hydrotermalnym w Śluchowicach

Substancja organiczna bardzo często towarzyszy złożom polimetalicznym, co zwraca uwagę nauki na jej rolę i udział w krystalizacji siarczków [6]. Bituminy występujące w nieczynnym kamieniołomie wapieni w Śluchowicach charakteryzują się dużą różnorodnością form występowania i są głównie związane ze strefami żył hydrotermalnych, zlokalizowanych na południowej ścianie kamieniołomu oraz w znacznie mniejszym stopniu z pustkami skalnymi i geodami w obrębie skał fawosferycznych. Warto nadmienić iż podczas eksploatacji kamieniołomu natrafiano na duże nagromadzenia substancji w postaci stałej i ciekłej.

Drobnym uskokom tektonicznym, których powierzchnie są poprzeczne do kierunku ulawienia, towarzyszą przejawy mineralizacji kalcytowo - kruszcowej, w obrębie której bogato występuje substancja bitumiczna. Główna forma okruszczowania ma charakter żyłowo - szczelinowy, rzadziej spotykane są tekstury druzowo - brekcyjne. Wśród żył przeważają formy proste o wykształceniu symetrycznym i niesymetrycznym. Minerale w żyłach wykazują zazwyczaj teksturę masywną i litą, wypełniając niemalże całkowicie szczelinę. Stwierdzono zmienność miąższości żył w granicach od kilku mm do 8 cm. Głównym minerałem żyłowym jest kalcyt o zabarwieniu różowym i białym. Minerale kruszczowe tworzą w nim wprysknięcia w formie ziarn i ziarnistych agregatów. Zespół minerałów kruszczowych reprezentowany jest głównie przez siarczki Fe, Cu, Zn, Pb, Sb, Ni. W ilościach śladowych stwierdzono w żyłach złoto rodzime [1]. Wśród nierudnych minerałów obok kalcytu występują dolomit,

baryt i kwarc. Czasem kwarc występuje w formie przydymionej. Przyczyną jest przepiętnie kwarcu drobnymi, gęsto i różnorodnie zorientowanymi inkluzjami płynnymi i wrostkami bituminów [5].

Ze względu na makroskopowy charakter bituminów oraz ich cechy w świetle odbitym zebrane substancje podzielono na kilka odmian:

ODMIANA 1. Substancja makroskopowo przypominająca węgiel, połysk matowy, barwa czarna, TW. 3. Substancja zbita nieprzeźroczysta, niejednorodna: w bezstrukturalnym tle eliptyczne, jednorodne ciała o wyższym stopniu uwęglenia.

Substancja występuje wyłącznie w żyłach, przeważnie bezpośrednio kontaktując się ze skałą. W świetle odbitym miejscami anizotropowa. Wydzielenia koloidalne przypominające zastygły koloid. W jej obrębie licznie występują submikroskopowe wrostki pirytu i sfalerytu.

ODMIANA 2. Dwie krople wydobyte z druzi kalcytowej w obrębie żyły termalnej. Barwa brunatnoczerwona. Pierwotnie substancja miękka, po utlenieniu zbita, nieprzeźroczysta, TW.4., rysa brunatna.

ODMIANA 3. Substancja występująca w formie kropelkowatych pęcherzyków i wprysnięć w kalcyt. Połysk szklisty, barwa czarna, TW.4., rysa czarna, przełam muszlowy, substancja zbita, jednorodna, nieprzeźroczysta. W świetle odbitym dostrzegalna jest wyraźna szczelina oddzielająca pęcherzyk od kalcytu. W obrębie substancji niewielka ilość siarczków, głównie pirytu.



Fot. 1. Odmiana 3.
Kropelkowaty pęcherzyk bituminu w kalcyt.

ODMIANA 4. Substancja woskowa, półprzeźroczysta, barwa jasnobrunatna, konsystencja miękka, smarowata. Występuje

wyłącznie w obrębie pustek skalnych oraz geod kwarcowo - kalcytowych. Substancji tej brak w zyle.

ODMIANA 5. Substancja ciemnobrunatna i czarna, sypka, występuje w formie cienkiego, węglistego nalotu.

Przy opracowaniu tematu zasadnicze znaczenie miały takie metody chemicznej analizy jak: chromatografia cienkowarstwowa (TLC), analiza elementarna, spektroskopia w podczerwieni. Metodą potwierdzającą była analiza termiczna. Badane substancje rozpuszczono w tetrahydrofuranie (THF) i poddano działaniu ultradźwięków przez około 1/2 h.

UWAGA: Substancje 1 i 5 nie rozpuściły się całkowicie w THF-ie.

Do badań wyekstrahowano również 600 g skały węglanowej wiekowo przynależnej do dolnego fanenu, sąsiadującej z żyłą (substancja E). Na podstawie wyników uzyskanych z TLC wyodrębniono trzy grupy substancji o zbliżonym do siebie charakterze chemicznym.

Gr. I - substancje 1 i 5

Gr. II - substancje 2 i 3

Gr. III - substancje 4 i E

GRUPA ZWIĄZKÓW	1	2	3	4	5	E
Węglowodory alifaryczne	++	++	++	+++	++	+++
WWA	+++	++	++	+	+++	+
Karbazole	+	+	+	++	+	++
Alkohole	+	+	+	++	+	++
Fenole	-	-	-	+	-	+
Kwasy karboksylowe	++	++	++	++	++	++

* ilość znaków "+" informuje o orientacyjnych zawartościach poszczególnych grup związków w próbkach.

Substancje z grupy III ze względu na swój makroskopowy charakter oraz przypuszczalną obecność w nich nietrwałych fenoli są substancjami w niewielkim stopniu zmienionymi termicznie. Z drugiej strony tylko częściowo rozpuszczalne w THF-ie substancje z Gr. I, których skład grupowy i charakter makroskopowy bardziej jest zbliżony do ciężkich substancji bitumicznych wykazują stosunkowo silny metamorfizm termiczny. Substancje grupy II są pod

względem składu chemicznego i charakteru, ogniwnem pośrednim pomiędzy Gr.I i Gr. III.

Nr próbki	POPIOŁ	WILGOT-NOŚĆ	C ^{daf} %	H ^{daf} %	S, O, N %
1	14	6.5	81.1	4.9	14
2	-	-	-	-	-
3	0.3	0	86.7	8.9	4.4
4	12.9	0.7	70.1	8.7	21.2
5	-	-	-	-	-
E	0	0	58.5	7.8	33.7

* Analizy substancji 2 i 5 nie wykonano ze względu na niewystarczającą ich ilość potrzebną do dokonania analizy.

Wynik podany w tabeli, dotyczący procentowej zawartości węgla w w substancji nr 1, to wynik uśredniony, biorąc pod uwagę sumę uwęglenia anizotropowych ciałek (wg. analiz refleksyjności odpowiadających węglom typu antracytu) i niżej uwęglonego tła (stopień uwęglenia odpowiada węglowi kamiennemu typu 33 - 35). Pozostałe odmiany pod względem procentowej zawartości węgla układają się w malejący szereg 3 > 4 > E. Szereg ten jest zgodny z tezami dotyczącymi stopnia metamorfizmu wysuniętymi przy badaniach TLC. Niższy stopień uwęglenia ekstraktu E wynika stąd, że w jego skład wchodzi zwłaszcza lekkie frakcje węglowodorowe. Inną przyczyną może być fakt częściowego utlenienia substancji kerogenowej przed i podczas ekstrakcji.

Badania spektroskopowe pozwoliły wykazać istnienie w próbkach takich grup połączeń jak: OH, CH, , CH₃, C=O, C=C, C-C, C-N, C-H i na ich oszacowanie ilościowe. Badania wykazały znaczną przewagę połączeń alifatycznych w stosunku do wiązań aromatycznych, zwłaszcza w substancjach Gr. III.

Analiza termiczna potwierdza istnienie dużej ilości wiązań alifatycznych i ich różnorodne pozycje w strukturze (podwójny pik zarejestrowany na krzywej DTG) oraz mniejszą ilość wiązań aromatycznych, których rozpad występuje w zakresie temperatur 440 - 460 °C.

Według wielu autorów [3] ciągła rekrytalizacja skał osadowych wywołuje efekt tzw. "pocenia" to znaczy migracji i koncentracji w pustkach i szczelinach substancji organicznej rozproszonej w skałach (tzw. kerogenu). Migruje przede wszystkim frakcja alifatyczna ze względu na swoją lepkość i oleiste właściwości. W Śluchowicach mamy do czynienia właśnie z taką woskową substancją, którą reprezentuje odmiana 4. Geneza powstania substancji z grup I i II jest odmienna i związana głównie z działaniem kwaśnych,

termalnych roztworów wodnych. Prawdopodobnie substancje grup I i II powstały podczas trwania procesów hydrotermalnych i bezpośrednio po ich zakończeniu. W pierwszym etapie pod wpływem działania gorących roztworów wodnych substancja organiczna została usunięta ze skały przyżyłowej i w postaci emulsji była przenoszona przez hydrotermy. W tym etapie mogła ona reagować z siarczanami w roztworze dając siarczki [7]. Następnie cięższa frakcja podczas regresji roztworów osadziła się na ściankach żyły i mogła ulec takim przemianom jak konsolidacja struktury, kondensacja (ucieczka i wyniesienie lżejszej frakcji) oraz być może lekka biodegradacja i oksydacja. Wtedy też częściowemu porządkowaniu w wyniku międzycząsteczkowych przegrupowań oraz reakcji kondensacji uległy płaskie cząsteczki zdolne do tworzenia ciekłych kryształów [4]. Równoległe uporządkowanie się kryształów dało w efekcie powstanie polimerycznej mezofazy co spowodowało efekt anizotropowości jednorodnych kulek na tle izotropowego ośrodka w substancji Nr 1. Substancja organiczna w postaci emulsji mogła być ponadto czynnikiem transportującym takie pierwiastki jak: Cu, Pb, Zn, Fe, Sb, As, Ni, Co, stąd podczas zastygania część kruszców wykryształizowała w obrębie masy bitumicznej. Kolejne dopływy roztworów hydrotermalnych przyniosły dalszą krystalizację siarczków i węglanów oraz osadzenie się w ich obrębie lżejszych frakcji substancji organicznej (Gr. II), które również uległy konsolidacji i kondensacji. Ostatnim stadium krystalizacji żyłowej była krystalizacja kwarcu z termy bogatej w krzemionkę i noszącej ze sobą najlżejsze frakcje organiczne oraz drobne wiórki resztek bituminów, które podczas krystalizacji kwarcu osadziły się na kryształach i były obrastane przez SiO_2 [5].

Na podstawie badań zabarwienia konodontów [2] autor oszacował temperaturę metamorfizmu kompleksów wapieni Śluchowic na 50 °C. Według powyższych badań można przypuszczać, że lokalnie temperatury były znaczne wyższe, zwłaszcza w pierwszym stadium mineralizacji kruszczowej, o czym świadczy anizotropowy charakter substancji organicznej [4].

LITERATURA:

- ADAMSKA, J., 1992 Mineralizacja kruszczowa w Śluchowicach koło Kielc, Praca magisterska;
- BELKA, Z., *Courier Forsch. - Inst. Senckenberg*, **118**, s. 241-251.
- EGLINTON, G. and MURPHY, M.T., 1969 *Organic Geochemistry*, Springer Verlag, Berlin, s. 153-166, s. 413-433.
- GRYGLEWICZ, G., JASIEŃKO, S., 1987, *Koks Smoła Gaz*, **10**, 1087, s. 237-239,
- KARWOWSKI, Ł., KOZŁOWSKI, A., 1973 *Acta Geologica Polonica*, **23**, 1.
- MACQUEEN, R.W., POWELL, T.G., 1983 *Economic Geology*, **78**, s. 1-25.
- MARIKOS, M. AND LEVENTHAL, J.S., 1986 *Economic Geology*, **81**, s. 1983-1988.

Marek Narkiewicz
Państwowy Instytut Geologiczny

Analiza subsydencji bruzdy środkowopolskiej w permie i mezozoiku

Strefa szwu transeuropejskiego (TESZ) należy do kluczowych obiektów międzynarodowych badań prowadzonych w ramach programu EUROPROBE. Jednym z wycinków tych badań jest analiza rozwoju subsydencji permsko-mezozoicznego basenu usytuowanego nad TESZ, a zatem odzwierciedlającego w swoim rozwoju przynajmniej główne rysy ewolucji tektonicznej tej strefy oraz budowę jej głębszych partii. W badaniach uczestniczyli, poza wyżej wymienionym, Ryszard Dadlez (Państwowy Instytut Geologiczny), Randell A. Stephenson, Martin T.M. Visser, Jan-Diedrik van Wees (wszyscy - Vrije Universiteit, Amsterdam).

Materiał wyjściowy do badań stanowiły profile 13 otworów wiertniczych usytuowanych w różnych miejscach bruzdy, a ponadto 15 profili syntetycznych zlokalizowanych wzdłuż linii głębokich profilowań sejsmicznych LT-5, VII i LT-7 (A. Guterch i in. 1986), symetrycznie względem osi depocentrum. Profile syntetyczne zestawiono na podstawie map litofacjalno-miąższościowych wydanych pod red. S. Marka (1988). Podział chronostratigraficzny został po części zinterpretowany na podstawie nieznacznie zmodyfikowanego schematu Harlanda i in. (1989). Modyfikacja polegała na zaliczeniu wyższego czerwonego spągowca (saksonu) i cechsztynu w całości do piętra tatar i przypisaniu tym wydzieleniom czasu trwania po 5 mln lat.

Subsydencję tektoniczną w poszczególnych profilach obliczono za pomocą programu komputerowego "backstripper" uwzględniającego efekt dekompleksacji oraz izostatyczny efekt obciążenia osadowego (teoria backstrippingu została rozwinięta w pracy M.S. Steckiera i A.B. Watts, 1978). Poprawki na paleobatymetrię i ruchy eustatyczne nie były uwzględniane. W wyniku backstrippingu wyróżniono powtarzające się w większości profili następujące etapy rozwoju subsydencji: (1) raptowna subsydencja w późnym permie-wczesnym triasie odpowiadająca stadium inicjacji basenu, znacznie silniejsza i wcześniej zapoczątkowana na płaskownicy paleozoicznej niż na prekambryjskiej (zdarzenie I), (2) wolniejsze pograżanie stopniowo malejące od środkowego triasu po środkową jurę, (3) puls wzmożonej subsydencji w oksfordzie i kimerydzie, zaznaczający się najbardziej w południowej części bruzdy (zdarzenie II), (4) ponowne wolniejsze, stopniowo zanikające pograżanie we wczesnej kredzie, (5) przyspieszenie subsydencji od początku cenomanu po santon (zdarzenie III), (6) etap inwersji bruzdy, lokalnie zapoczątkowany prawdopodobnie w turonie-koniaku, a czytelny w rozwoju sedymentacji dopiero od santonu.

Przebieg subsydencji odpowiadającej wymienionym etapom modelowano za pomocą programu "bmod" wywodzącego się z teoretycznego modelu termomechanicznej subsydencji w warunkach rozciągania (D. McKenzie, 1978). W świetle tego modelu dwa pierwsze zdarzenia tektoniczne odpowiadałyby stadiom ryftowania i cienienia skorupy. Następujące po nich etapy malejącej subsydencji odzwierciedlałyby natomiast powrót do równowagi termicznej w litosferze i nieznaczne osiadanie towarzyszące jej stygnięciu i kurczeniu się. Głównym parametrem zmienianym w trakcie symulacji jest tu współczynnik rozciągania "beta" reprezentujący stopień rozciągnięcia litosfery. Jego odwrotność jest z kolei miarą stopnia ścienienia litosfery, a zarazem skorupy (w przyjętym modelu jednowarstwowym).

W przypadku zdarzenia III modelowanie przeprowadzono przy założeniu kompresyjnego reżimu tektonicznego wywołującego naprężenia poziome naruszające równowagę izostatyczną. Parametrem modelowanym jest wielkość owego naprężenia, zmieniająca się w czasie od zera w cenomanie do 400 MPa (4 kbar) u schyłku turonu. W trakcie modelowania nie udało się osiągnąć większej zbieżności między krzywymi subsydencji symulowanymi a obserwowanymi.

W wyniku modelowania pierwszych dwóch zdarzeń uzyskano na ogół dobrą porównywalność z krzywymi obserwowanymi. Maksymalne wartości współczynników ekstensji wynoszą odpowiednio 2,05 dla zdarzenia I (w osi bruzdy w profilu VII) i 1,36 (oś bruzdy, profil LT-5). Liczby te oznaczają, iż, zgodnie z założeniami modelu, powinniśmy mieć do czynienia z dwukrotnym maksymalnym ścienieniem skorupy ziemskiej towarzyszącym pierwszemu etapowi ryftowania oraz z mniejszym (o ok. 25 %) ścienieniem wywołanym przez ryftowanie późnojurajskie.

Tymczasem, wyniki interpretacji głębokich sondowań sejsmicznych (A. Guterch i in., 1986) sugerują istnienie pod "normalną" skorupą podłoża bruzdy - wąskiej strefy o grubości ok. 10 km i o prędkościach fal sejsmicznych pośrednich między wartościami płaszczowymi a skorupowymi. Włączenie tej strefy do skorupy oznaczałoby przyjęcie istnienia zgrubienia skorupy w strefie TESZ, a więc sytuację przeciwną niż wynikająca z modelowania subsydencji. Autorzy opowiadają się zatem za usytuowaniem powierzchni Moho nad wspomnianą "warstwą pośrednią". Może ona w istocie reprezentować reliktową skorupę sprzed późnopermskiego ryftowania, przetworzoną wskutek przepojenia cięższym materiałem płaszczowym w trakcie zdarzenia I. Należy przy tym podkreślić, że nawet po przesunięciu powierzchni Moho do stropu "warstwy pośredniej", obecnie obserwowana konfiguracja skorupy nie wskazuje na tak duże rozmiary ścienienia jak to obliczono w trakcie modelowania. Ta rozbieżność może wynikać z błędnych założeń modelu (np. błędnie przyjętej wyjściowej grubości skorupy) lub też może być skutkiem późniejszych, poryflowych procesów grubienia skorupy, np. towarzyszącego inwersji bruzdy.

Poszczególne etapy rozwoju subsydencji przeanalizowano ponadto w szerszym kontekście kontynentalnym. Inicjacja basenu może mieć związek z litosferyczną anomalią cieplną, której powierzchniowym przejawem są grube pokrywy wulkanitów wczesnego permu w centralnej Europie. Ponadto, wstępne wyniki modelowania poziomych naprężeń płyt litosferycznych metodą elementów skończonych sugerują koncentrację naprężeń tensyjnych w strefie TBSZ na przełomie karbonu i permu.

Późnojurajski etap ekstensji koreluje się w czasie z ryftowaniem w rejonie północnego Atlantyku i Arktyki, wzmożoną subsydencją tektoniczną na Morzu Północnym i w basenie dolnej Saksonii. Rysuje się jednocześnie bezpośredni związek zdarzenia II z epizodami tworzenia niewielkich basenów ryftowych lub załukowych w północnej części obszaru Tetydy. Przestrzenne powiązania zdarzenia II ze zjawiskami ekstensji (transtensji) zachodzącymi w północnej strefie Tetydy wynikają z: (1) nasilania sił subsydencji tektonicznej ku południowi bruzdy środkowopolskiej, (2) odchylenia osi maksymalnej sybsydencji w jurze ku zachodowi w rejonie Polski południowej, (3) zjawisk tektoniki synsedymencyjnej o charakterze ogólnie ekstensyjnym w utworach keloweju i oksfordu monokliny krakowsko-częstochowskiej (J. Kutek, 1989).

LITERATURA:

- GUTERCH, A., GRAD, M., MATERZOK, R., PERCHUĆ, E., 1986. Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Paleozoic and Precambrian platforms in Poland (Tornquist-Teisseyre Zone). *Tectonophysics*, vol. 128, 251-279.
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G., SMITH, D.G., 198... A geologic time scale. *Cambridge University Press*, 263 p.
- KUTEK, J., 1989. Late Jurassic tectonic events in the foreland of the Polish Carpathians. *Carpatho-Balkan Geol. Assoc., XIV Congress, Sofia 1989, Extended Abstracts*, 537-540.
- MAREK, S (red.), 1988. Mapy paleomiąższości i facji oraz mapy paleotektoniczne epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. *Kwart. geol.* t. 32, nr 1, 262 p.
- McKENZIE, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 40, 25-32.
- STECKLER, M.S., WATTS, A.B., 1978. Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 41, 1-13.

Grzegorz Racki
Katedra Paleontologii i Stratygrafii

Drogi i bezdroża współczesnej biostratygrafii

Od momentu odkrycia jeszcze w XVIII wieku znaczenia skamieniałości do konstruowania względnej skali czasu geologicznego, biostratygrafia wyznaczyła na długie lata podstawowy kierunek rozwoju geochronologii. Postęp w tej dziedzinie polegał na coraz większej dokładności proponowanych podziałów, ale też i precyzji w definiowaniu kryteriów paleontologicznych wykorzystywanych do wydzielania jednostek stratygraficznych (pojawienie się, rzadziej - maksimum występowania i zanik kopalnych gatunków). Doprowadziło to w efekcie do sformalizowania szeregu rodzajów poziomów biostratygraficznych w "International Stratigraphic Guide" (Hedberg 1976).

Popularnym ostatnio sposobem odejścia od korelacji stratygraficznych w oparciu o lokalne zasięgi wybranych gatunków (lub ich zespoły) jest ilościowa metoda korelacji graficznej zaproponowana przez A.B. Shaw'a (1964). Polega ona na dokumentacji następstwa skamieniałości w korelowanych profilach za pomocą wykresu o osiach reprezentujących miąższości sekwencji oraz analizy punktów pojawienia się i zaniku gatunków wspólnych; zakłada się przy tym liniowy charakter korelacji tempa sedymentacji w badanych przekrojach.

Jednak nawet ta wyrafinowana i w praktyce bardzo czasochłonna metoda budzi poważne zastrzeżenia metodologiczne. Zasadniczy dylemat kryje bowiem w pytaniu: w jakim stopniu ekwiwalencja biostratygraficzna (homotaksja) odpowiada ekwiwalencji czasowej? Istnieje szereg metod statystycznych ograniczających błędy w stwierdzanych zasięgach wynikające z natury zapisu stratygraficznego (np. Marshall 1990) czy samej tylko procedury opróbowania (Koch i Morgan 1988). Nie ulega wątpliwości, że wnioskowanie na podstawie skamieniałości organizmów bentonicznych, zwłaszcza przy niewielkiej liczbie prób, jest w zasadzie nawiązaniem do diachronicznych granic zmian litologicznych - lokalne zasięgi czasowo-przestrzenne odzwierciedlają bowiem przede wszystkim wydarzenia ekologiczne (migracje). W ten sposób wyznaczone granice stratygraficzne odpowiadają tzw. wydarzeniom stratalnym w rozumieniu J.G. Johnsona (1979). Taka jest wciąż codzienna praktyka stratygraficzna, zwłaszcza przy opracowywaniu rdzeni wiertniczych (np. Korejwo 1993).

Od dawna wiadomo, że znacznie bardziej wiarygodne są analizy biostratygraficzne na podstawie zdarzeń ewolucyjnych w liniach rozwojowych organizmów pelagicznych, mniej podatnych na zmiany warunków sedymentacji. To one są podstawą nowoczesnej ortostratygrafii i do nich w zasadzie powinny być ograniczone formalne schematy biozonacji. Biochronologia ewolucyjna zyskuje na znaczeniu w wyniku udokumentowania czasowej zmienności cech

diagnostycznych dla gatunków przewodnich (podejścia populacyjne: Dzik 1986). Przy rozpoznaniu podstawowych trendów morfologicznych pozwala to nawet na częściowe uniezależnienie się od błędów związanych z nierównomiernym opróbowaniem sekwencji stratygraficznych. Z drugiej strony, należałoby wziąć pod uwagę ekologiczne uwarunkowania ewolucji gatunków w ramach środowiskowo tożsamyh grup biocenoz (Boucot 1983).

Biostratygrafia konodontowa dewonu należy do szczytowych osiągnięć biochronologii, ale dostarcza wielu przykładów rozbieżności między jej szczytnymi intencjami a "szarą" rzeczywistością. I tak np. obok co jakiś czas rewidowanych schematów opartych o filogenezę progresywnych linii pelagicznych (standardowych w rozumieniu W. Zieglera i C.A. Sandberga, 1990) istnieje potrzeba komplementarnych podziałów dla utworów płytkowodnych (np. kompleksów węglanowych: Racki i Bultynck 1993), szeroko rozpowszechnionych na szelfach epikontynentalnych. G. Klapper (1989) wykorzystuje w tym celu nawet gatunki nie powiązane ewolucyjnie. Z kolei przy dążeniu do zwiększenia precyzji datowań (wciąż rzędu 0.5 mln. lat) wkłamy się w skomplikowane kwestie natury taksonomicznej (np. subtelne różnice w gatunkach *Palmatolepis* na granicy fran-famen: Sandberg i inni 1988) czy słabo jak dotąd poznane problemy kontroli ekologiczno-biogeograficznej; taki przypadek ustalono niedawno w wyższym franie Ardenów, gdzie myłono pierwsze wystąpienie wskaźnikowego gatunku *Ancyrognathus triangularis* z jego lokalnym "rozkwitem" (Sandberg i inni 1992).

Dodatkowe kontrowersyjne zagadnienia wiążą się z wynikami prac międzynarodowych komisji stratygraficznych działających pod auspicjami Międzynarodowej Unii Nauk Geologicznych. Uzgodnienie podstawowych granic stratygraficznych polega na odpowiedzi na trzy trudne pytania (Racki 1989): (1) które profile uznać za globalne stratotypy, (2) gdzie umiejscowić w tych sekwencjach punkty wyznaczające globalne reperry stratygraficzne, oraz (3) jak biostratygraficznie rozpoznawać te granice w innych profilach? Podjęte dotąd decyzje dla systemu dewońskiego doprowadziły do polemik, szczególnie ostrych w przypadku granicy między dewonem środkowym a górnym. W dużej mierze wynikają one z braku właściwej odpowiedzi na trzecie z powyższych pytań wskutek wyznaczenia globalnego punktu korelacyjnego w oparciu o zdarzenie stratalne oraz braku populacyjnej definicji gatunku wskaźnikowego (Racki i Wrzosek 1989, Racki i Bultynck 1993).

Obowiązująca tabela stratygraficzna powstała w XIX wieku w Europie Zachodniej w rezultacie niezwykle arbitralnej procedury stratygraficznej. Różnorodna natura przyjętych granic stratygraficznych stała się ewidentna wraz z odejściem od tradycyjnych metod biostratygraficzno-zonalnych i trendem w kierunku nadania im bardziej NATURALNEGO charakteru (Walliser 1985). Bardziej kompleksowe podejście do analizy rozprzestrzenienia organizmów kopalnych było realizowane już w latach 70-tych w ramach projektu IGCP nr 53 "Ekostratygrafia" (Martinsson 1980). Ten typ badań biostratygraficznych

miał na celu zrozumienie natury zasięgów stratygraficznych skamieniałości poprzez rekonstrukcje ewolucji ekosystemów kopalnych (tak w skali lokalnej, jak i globalnej). Interpretacja historii geobiologicznej basenu sedimentacyjnego wymagała już zintegrowanych badań paleobiologicznych i sedimentologicznych (Racki 1993). Dalszy rozwój holistycznych trendów w stratygrafii zaowocował rozpoznaniem charakteru i korelacyjnego znaczenia całego szeregu zdarzeń geologicznych, a zwłaszcza wiodącej w tym względzie roli różnej skali cyklicznych zmian poziomu morza (patrz Einsele i inni 1991). Można się spodziewać, że doprowadzi to wkrótce do rewizji tabeli stratygraficznej. Pierwszą próbę przedstawił A.J. Boucot już w r. 1983 - na podstawie następstwa zespołów nierafowych i uwypuklając znaczenie globalnych zdarzeń biologicznych, zwłaszcza masowych wymierań, jako naturalnych granic stratygraficznych, wyróżnił on w fanerozoiku 12 jednostek ekologiczno-ewolucyjnych - na ogół zasadniczo różnych od obecnie obowiązujących wydzieleni skali stratygraficznej.

LITERATURA:

- BOUCOT, A.J. 1983. Does evolution take place in on ecological vacuum? *Jour. Paleontology*, 57: 1-30.
- DZIK J. 1986. Typologic versus population concepts of chronospecies: implications for ammonite biostratigraphy. *Acta Palaeont. Polonica*, 30 (1-2): 71-92.
- EINSELE G., SEILACHER A. i RICKEN W. (eds.). 1991. *Cycles and Events in Stratigraphy*. 955 s. Springer, Berlin.
- HEDBERG H.D. (ed.) 1976. *International Stratigraphic Guide*. 200s. J. Wiley, New York.
- JOHNSON J.G. 1979. Intent and reality in biostratigraphy. *Jour. Paleontology*, 53 (4): 931-942.
- KLAPPER, G. 1988. The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. W: Devonian of the World - *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* 14 (3): 449-468
- KOCH, C F. i MORGAN, J.P. 1988. On the expected distribution of species' ranges. *Paleobiology*, 14 (2): 126-138.
- KOREJWO, K. 1993. Biostratigrafia utworów dinantu w strefie Koszalin-Chojnice (Pomorze Zachodnie). *Studia Geol. Polonica*, 103: 7-47.
- MARSHALL, C.R. 1990. Confidence intervals of stratigraphic ranges. *Paleobiology*, 16 (1): 1-10
- MARTINSSON, A. 1980. Ecostratigraphy: limits of applicability. *Lethaia*, 13: 363.
- RACKI, G. 1989. Jak definiować podstawowe granice stratygraficzne? *Mat. Konf. X Teren. Szkoły Geol. UŚI*, 53-54.

- RACKI, G. 1993. Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeont. Polonica*, 37 (2-4): 87-182.
- RACKI, G. i BULTYNCK, P. 1993. Conodont biostratigraphy of the Middle to Upper Devonian boundary beds in the Kielce area of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Polonica*, 43 (1-2): 1-26.
- RACKI, G. i WRZOLEK, T. 1989. Middle-Upper Devonian boundary: ambiguous reality of its stratotype. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 110: 231-236.
- SANDBERG, C.A., ZIEGLER, W., DREESEN, R. i BUTLER, J.L. 1989. Late Frasnian mass extinction; conodont event stratigraphy, global changes, and possible causes. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 102: 263-307.
- SANDBERG, C.A., ZIEGLER, W., DREESEN, R. i BUTLER, J.L. 1992. Conodont biochronology, biofacies, taxonomy around Middle Frasnian Lion Mudmound (F2h), Frasnes, Belgium. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 150: 1-87.
- SHAW, A.B. 1964. Time in Stratigraphy. 365s. Mc Graw-Hill, New York
- WALLISER, O.H. 1985. Natural boundaries and Commission boundaries in the Devonian. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 75, 401-408.
- ZIEGLER, W. i SANDBERG, C.A. 1990. The Late Devonian standard conodont zonation. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 121, 1-115

Takla M.A.,¹ Khalaf I.M.,² Hathout M.H.,² and Eliwa H.A.²

1 - Department of Geology, Cairo University, Cairo, Egypt

2 - Department of Geology, Menoufia University, Shibein El-Kom, Egypt

Petrology and Opaque Mineralogy of Um Arta Volcanics, Northern Eastern Desert, Egypt

The present paper deals with petrology, opaque mineralogy and geochemistry of volcanic rocks exposed at Wadi Um Arta in the northern extremity of the Red Sea Hills of the Eastern Desert of Egypt. Field relations indicate that these volcanics are intruded by the surrounding granitic and perthitic leucogranites with sharp contacts. They enclose enclaves of metamorphic rocks. These volcanics are represented by laminated lapilli andesite tuff, andesite (dominant rock type), quartz andesite, dacite and rhyodacite.

The volcanics under study consist mainly of plagioclase, quartz, potash feldspar, hornblende and biotite phenocrysts embedded in a fine-grained groundmass. The plagioclase ranges from andesine (An 32) in the laminated

lapilli andesitic tuff to oligoclase (An 14) in the dacite. Quartz is a common constituent in the studied rock types, except andesites. It usually exhibits undulatory extinction. In rhyodacites, the quartz phenocrysts are euhedral and occasionally enclose amygdules that are composed of fibrous and radial aggregates of K-feldspar and carbonate. Potash feldspar is only detected in the laminated lapilli andesitic tuffs and rhyodacites where it is represented by microcline-micropertthite in the former and micropertthite in the latter. Hornblende is a common constituent in quartz andesites and dacites. Biotite is present only in quartz andesites, dacites and rhyodacites. It commonly shows partial to complete chloritization.

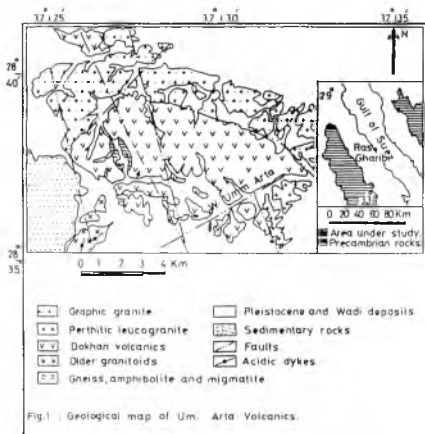
The groundmass exhibits a well developed flow and laminated textures in laminated lapilli andesitic tuff whereas it is characterized by orthophyric texture which is composed of plagioclase laths, green chlorite and quartz in dacite. The groundmass of quartz andesite shows a pilotaxitic texture which consists of plagioclase, hornblende, and rarely chlorite. In dacites, the groundmass includes quartz as dominant constituent and subordinate amounts of plagioclase, perthite and biotite. The rhyodacite groundmass is composed essentially of quartz and potash feldspar with subordinate amounts of plagioclase and chlorite. Quartz is either completely intergrown with K-feldspar forming a micrographic texture or it is grouped with radial and fibrous K-feldspar forming rounded spherulites. The main accessory minerals in the concerned rocks include opaques, apatite, zircon and sphene whereas the predominant secondary minerals are sericite, kaolinite, chlorite, muscovite and carbonates.

The opaque minerals in the studied volcanic varieties are titanomagnetite, magnetite, ilmenite, and sulphides. The distribution of the opaque minerals and their intergrowths in the studied volcanics is summarized in Table 1. The quartz andesite, dacite and rhyodacite are poor in opaques (0,4-0,5%) and their ilmenite/(ilmenite + magnetite) ratio varies from 0,2 to 0,6. The laminated lapilli andesite tuff and andesite are relatively rich in opaques (2-2,7%) and their ilmenite/(ilmenite + magnetite) ratio varies from 0,1 to 0,2.

The chemical composition of the studied volcanics indicates that they are calc-alkaline in nature and have the characteristics which point out to their development in an island arc with well developed thin continental crust (active continental margin).

Tabela (1) - Dystrybucja głównych minerałów i ich modyfikacji w granitach (w skali) Wodzisław

Petrograficzne nazwy minerałów	Ciężar właściwy (g/cm ³)	T (1 + M)	Homoge- neous	Magnetite Traces	Comp. grains	Tremolite Traces	Homoge- neous	Spinel replac	Sulphides Chalco- pyrite
Laminated lapilli	2	0.1-0.15	+++						
andesite half									
Andesite	2.7	0.2	+++	++			++	++	+
Quartz andesite	0.5	0.6	++				+++	++	+
Dacite	0.4	1					+++	++	+
Rhyodacite	0.5	0.2	++				+		++
Legend	+++ Dominant	++ Common	++ Fair	+	+	+	+	+	+
1 Ultramylonite	M	Magnetite							



Tomasz Wrzosek
Katedra Paleontologii i Stratygrafii

Czy paleontologia jest naszej Uczelni potrzebna?

Zastanawiając się nad przyszłością Katedry Paleontologii i Stratygrafii na naszym Wydziale doszedłem do wniosku, że problem ten stanowi część szerszego zagadnienia. A więc nie tylko: czy paleontologia, ale szerzej: czy nauki podstawowe mają szansę w "konkurencji" ze stosowanymi? Czy nasza Katedra i Wydział potrzebne są Uniwersytetowi? A może rozwiązać uniwersytety i zostawić politechniki? Sądząc z pobieżnego przeglądu literatury mniej lub bardziej naukowej NAUKA na całym Świecie boryka się z podobnymi problemami. Te wątpliwości przekładają się następnie na język konkretów w decyzjach o finansowaniu badań naukowych.

Także w dość konkretny sposób problemy te dały znać o sobie w podjętej ostatnio małej reorganizacji na naszym Wydziale: likwidacji pewnych jednostek, przesunięciu pracowników technicznych z "mojej" katedry do innych. Mówi się o preferencjach dla "przyszłościowych" kierunków badań na Wydziale. Mam sporo obaw, że te słuszne skądinąd niepokoje zamienią się w niedobre decyzje.

Grozi nam np., że zechcemy wesprzeć nauki stosowane kosztem podstawowych. Tymczasem wydaje mi się, że specyfiką nauki uniwersyteckiej jest proporcja dokładnie odwrotna. Jeśli się mylę niech mnie poprawią koleżanki i koledzy hydrogeolodzy i złożowcy, ale także ich badania, prowadzone w naszym Wydziale uwzględniają głównie aspekty podstawowe, precyzyjniej: ogólnopoznawcze, reprezentowanych przez nich dziedzin, a nie aspekty czysto użytkowe, które raczej powinny być opracowywane przez uczelnie techniczne, instytuty resortowe, itp.

Jeśli zechcemy z kolei forować kierunki "przyszłościowe" kosztem.. sam nie wiem, jak nazwać te pozostałe, to długofalowe konsekwencje takiej polityki będą dla nauki żalosne. Podkreślam: być może na krótką metę będziemy mieli na Wydziale tysiące studentów i miliardowe granty, ale jeśli mamy być wydziałem uniwersyteckim i jeśli mamy uprawiać naukę (NAUKĘ), musimy zostawić margines swobody dla badań i badaczy z dziedzin mniej popularnych. Pozwól sobie przypomnieć, że nie sposób przewidzieć przyszłych trendów badań naukowych, nie sposób przewidzieć naukowej produktywności różnych dziedzin geologii czy geografii. Nierozsądne byłoby zatem nadmierne forowanie kierunków "modnych".

Bardzo ważne jest, abyśmy tych kilka zasad sobie jako grono naukowe Wydziału przyswoili i występowali "na zewnątrz", wobec gremiów kierowniczych (Uniwersytetu, Resortu i Rządu) bez podkreślania partykularnych, lecz jakże niekiedy krótkofalowych, interesów poszczególnych dziedzin.

Myślę, że takie postępowanie będzie z korzyścią tak dla Wydziału, jak i dla Uniwersytetu, nauki polskiej i NAUKI. Na pytanie postawione w tytule pozwolę sobie nie odpowiadać, nie chcąc obrazić inteligencji PT Uczestników XIV Szkoły.

Lektura uzupełniająca, dla nadal wątpiących:

ŻYDOWO, M. M. 1990. Istota akademickiej działalności. *Gwiazda Morza*, 20 (180), p. 4.(Gdańsk).

Tomasz Wrzolek

Katedra Paleontologii i Stratygrafii

Granica kreda - trzeciorzęd raz jeszcze

Z moich wczesnych lat pracy naukowej pamiętam dwa podejścia do problematyki badawczej. Jedno, reprezentowane przez promotora pracy magisterskiej: zrób pan to tak, żeby już później nikt nie musiał do tego wracać (jak w opublikowanym opisie przekopu, który szczęśliwie został już zasypany). Drugie, przez sędziwą mistrzynię tegoż promotora: Roma locuta, sed causa non finita. To ostatnie ma znaczyć, przez odwrócenie groźnego przysłowia o nieodwracalności wyroków Kurii Rzymskiej: w nauce trudno o sądy niepodważalne. Zasada ta odnosi się, co oczywiste, także do interpretacji wydarzeń na granicy kredy i trzeciorzędu, przedstawionych na jednej z poprzednich Szkół (Głuchowski & Nielaba-Głuchowska 1985).

Wstępem do odnowienia mego zainteresowania tym tematem były dwa artykuły w *Scientific American* (vol.263, nr4) omawiające problematykę granicy i wymierania jako wynik kolizji z meteorytem (Alvarez & Asaro 1990) bądź jako skutki erupcji wulkanicznych, związanych z pióropuszem płaszcza Reunion i powstaniem trapów Dekanu (Courtillet 1990). Inaczej niż u Boya, gdzie każdy mówił o czym innym, tutaj obie strony mówiły o tym samym, lecz interpretacja przyczyn była całkowicie odmienna. Najlepszym komentarzem do tego dwugłosu był krótki list jednego z czytelników do redakcji (vol.264/4, kwiecień 1991), w którym autor stwierdza, że za mało wiadomo o naturze wydarzenia na granicy i samego wymierania, aby tak ostro dyskutować to zagadnienie.

Opublikowane ostatnio wyniki badań geofizycznych i wiertniczych na północnym Jukatanie (Sharpton & al. 1993) wskazują na obecność pogrzebanej struktury impaktowej o średnicy być może nawet 300 km (to góra granica oceany) i wieku, dokładnie odpowiadającym omawianej granicy. Jeśli wielkość tej struktury zostanie potwierdzona (obecne oceny oparte są o analizę dość subtelnych anomalii grawimetrycznych) wówczas istnieje już główny podejrzany

w tym procesie poszlakowym. Nota bene badana stratygraficznie wykluczyła współdział w tym wydarzeniu niejakiego Mansona. Nie chodzi tu o Charlesa, masowego mordercę z Kalifornii (czwartorzędowy - recent), lecz o krater impaktowy w centralnych Stanach, o około 10 milionów lat zbyt stary, aby mógł być współwinny. ten ma po prostu żelazne alibi (Izett & al. 1993). Jeśli jest już podejrzany, to do skazania potrzebne są jeszcze dowody zbrodni - ofiary. Tutaj sprawa nieco się komplikuje, gdyż, jak Państwo zapewne wiecie, w materiale kopalnym mamy do czynienia z samymi zwłokami. Aby zatem uprawdopodobnić hipotezę o przyczynowym powiązaniu kolizji Chicxulub z wymarciem dinozaurów (& Co.), należałoby wykazać, że rzeczywiście wymarły dokładnie na granicy masyfytu i danu.

Jak donosi Kerr (1994) w sprawozdaniu z konferencji Snowbird III, poświęconej katastrofom w historii Ziemi, nowe, udoskonalone analizy zasięgów stratygraficznych morskich mikroorganizmów sugerują, że nagłość wymierania jest w tej grupie wielce prawdopodobna.

Reasumując: nie wystarczy odnalezienie potencjalnego narzędzia mordu (tutaj mamy dwa: jedno z nich zostawiło ślad na Jukatanie, drugie w postaci trapów Dekanu), oraz znalezienie ofiar (jak wspomniałem skamieniałości to same trupy). Zadaniem prokuratury jest jeszcze wykazanie, że mord miał charakter masowy, a także udowodnienie, że ofiary zostały uśmiercone przedstawionym narzędziem.

W tym kontekście szczególnie ważne jest ustalenie rzeczywistych rozmiarów krateru Chicxulub: 180 czy 300 km średnicy? Jeśli 180 km, to ocenia się, że częstość kolizji Ziemi z asteroidami zostawiającymi takie ślady wynosi jedna na około 100 mln lat. Tymczasem jest niemal pewne, że ze znanych masowych wymierań fanerozoiku tylko kredowo / trzeciorzędowe sugeruje możliwość powiązania z impaktem. Podobnie sprawy się przedstawiają z powiązaniem tworzenia bazaltów trapowych z wymieraniami. Czy zatem wydarzenia tego typu z reguły nie zostawiały znaczących śladów w różnorodności biosfery?

A może wiele z tych epizodów do tej pory pozostaje ukrytych przed oczami badaczy?

Inaczej, jeśli średnica krateru wynosi 300 km. W tym przypadku można sądzić, że od czasu "wielkiego bombardowania" we wczesnych etapach tworzenia Ziemi przed 4 miliardami lat kolizja Cixculub była jedyną tego rodzaju i jest wielce prawdopodobne, że mogła wywrzeć istotny wpływ na świat organiczny.

LITERATURA:

- ALVAREZ W. & ASARO, F. 1990. An Extraterrestrial Impact. *Scientific American*, 263, 4, pp 44-52.
COURTILLOT, V. E. 1990. A Volcanic Eruption *Ibid.*, 263, 4, pp 53-60

- GLUCHOWSKI, E. & NIELABA-GLUCHOWSKA, I. 1985. Tragedia sprzed 65 milionów lat ? *Zeszyty Naukowe UŚ, Geologia*, 8, pp 118-9.
- IZETT, G. A. & al. 1993. The Manson Impact Structure... *Science*, 262, pp 729-32.
- KERR, R. A. 1994. Testing an Ancient Impact's Punch. *Ibid.*, 263, pp 1371-2.
- SHARPTON, V. L. & al., 1993. Chicxulub Multiring Impact Basin... *Ibid.*, 261, pp 1564-7.
-

Tomasz Wrzosek

Katedra Paleontologii i Stratygrafii

Dewońskie koralowce Rugosa wschodniej części Gór Świętokrzyskich

Odstąpienia dewonu są w tej części Gór mniej liczne niż na "zachodzie": więcej jest tu wychodni osadów starszych, a także bardziej rozwinięte są pokrywy lessowe, maskujące starsze podłoże.

Niżej przedstawiono zespoły koralowców, w następstwie stratygraficznym. Cytowane zony pochodzą z wcześniejszej pracy niniejszego autora (Wrzosek 1988).

Kamieniołom Budy

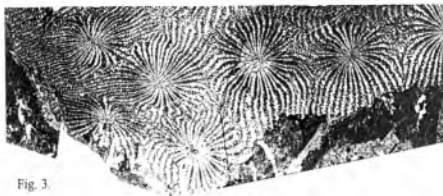
Pseudohexagonaria (?) *laxa* (Gülich 1896) - patrz figs 1,2 na 1 i 2 str. okładki.
Pseudohexagonaria (?) *jurkowicensis* (Rózkowska 1960)

a także dość liczne koralowce osobnicze lub gałązkowe, nieoznaczone z racji słabego stanu zachowania. Zapewne są to przedstawiciele *Neospongophylloides grandivesiculosus* (Soshkina 1952), *Fasciphyllum conglomeratum* Schlüter 1881 oraz *Acanthophyllum* sp.

Powyższy zespół charakterystyczny jest dla Zony *laxa*.

Literatura: Rózkowska 1960, Narkiewicz 1981, Preat & Racki 1993.

Kamieniołom Karwów



Kuangxiastraea pengellyi (Milne-Edwards & Haime 1851) - patrz wyżej (fig. 3).

- okaz GIUS 361 KR 16; przekrój poprzeczny, 2x

Tabulophyllum normale (Walther 1928)

Spinophyllum aienae liujingense (Yu & Kuang 1984)

Phillipsastrea sp.

Stwierdzone koralowce przypominają zespół ze Szczukowskich Górek koło Kielc i reprezentują zapewne nienazwaną jak dotąd zonę koralowcową "środkowego" tranu.

Literatura: Samsonowicz 1917, Godefroid & Racki 1990, Wrzolek & Wach 1994.

Łomiki w Sobiekurowie

Pseudopetraia devonica Soshkina 1952*

Phillipsastrea plantana Różkowska 1980*

Phillipsastrea dybowski (Różkowska 1953) - patrz figs 4,5 - okaz GIUS 373

SW 10; fig 4. - przekrój poprz., 2x; fig.5. - przekrój podł., 3x

Phillipsastrea samsonowiczi (Różkowska 1953)

Ceratophyllum kielcense Różkowska 1980*

Temnophyllum elongatum Różkowska 1980*

Tabulophyllum normale (Walther 1928)

Zespół ten reprezentuje najprawdopodobniej odpowiedniki Zony *Phillipsastrea smithi*, chociaż takson indeksowy nie jest tu, na wschodzie dotychczas znany. Zaznaczone gwiazdką (*) gatunki są wymienione przez Różkowską (1980), przez niniejszego autora nie zostały jak dotychczas znalezione.

Literatura: Różkowska 1953, 1980, Narkiewicz 1981.

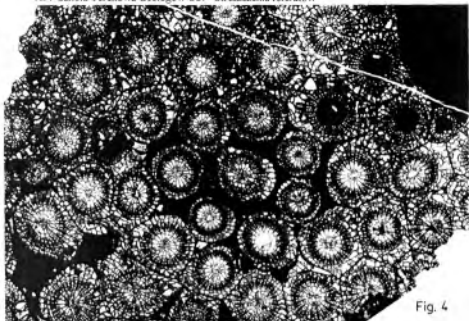


Fig. 4



Fig. 5

Wiercenie Janczyce I

Tabulophyllum simile (Różkowska 1980)
Tabulophyllum densum Różkowska 1980
Tabulophyllum spp.
Tarphyphyllum sp.
Kuangxiastraea sp. nov
Phillipsastrea dybowskii (Różkowska 1953)
Phillipsastrea samsonowiczi (Różkowska 1953)
Phillipsastrea ex gr. *ananas* (Goldfuss 1826)
Peneckiella sp.
Frechastraea goldfussi (de Verneuil & Haime 1850)

Omawiany zespół pochodzi z interwału 362,2 do 430,1 m, tj. , idąc od góry, z wapieni gruzłowych, detrytycznych i z niezdolomityzowanych, stropowych partii kompleksu stromatoporoidowo - koralowcowego (Narkiewicz & Olkowicz - Paprocka 1983).

Zwraca uwagę fakt, że mimo całkowitego przewiercenia serii węglanowej dewonu przez ten otwór, koralowce występują tu tylko w małej części interwału. Reprezentują one niemal na pewno Zonę *smithi* górnego, lecz nienajwyższego franu.

Literatura: Narkiewicz & Olkowicz - Paprocka 1983.

Jest faktem godnym podkreślenia, że we wschodniej części Gór nie znaleziono dotychczas koralowców Zony *Frechastraea pentagona*, reprezentującej najwyższy fran.

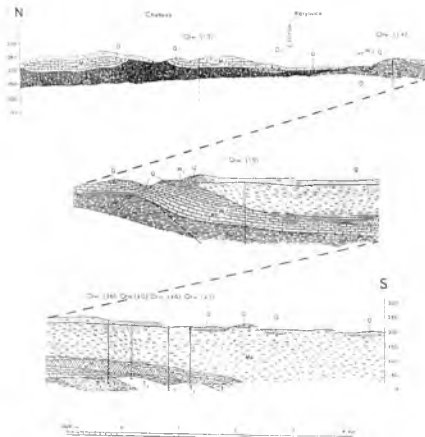
LITERATURA:

- CODEFROID, J. & RACKI, G 1990. Frasnian Gypidulid Brachiopods... *Bull. Inst. r. Sci. Nat. Belg. (Sci. Terre)*, 60, pp 43-74.
- NARKIEWICZ, M. & al. 1981 Stratygrafia i problematyka geologiczno - surowcowa dewonu wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Przewodnik LIII Zjazdu PTG*, pp 256-94.
- NARKIEWICZ, M. & OLKOWICZ - PAPROCKA, I. 1983. Stratygrafia dewońskich utworów węglanowych... *Kwartalnik geol.* 27, 2, pp 225-56.
- PREAT, A. & RACKI, G. 1993. Small - scale cyclic sedimentation... *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 63, pp 13-31.
- RÓŻKOWSKA M. 1953. Pachyphyllinae et Phillipsastraea ... *Palaeontologia Polon.* 5, pp 1-89.
- RÓŻKOWSKA M. 1960. Blastogeny and individual variations... *Acta palaeont. Polon.*, 5, pp 3-64.
- RÓŻKOWSKA, M. 1980. Contribution to the Frasnian tetracerals from Poland. *Palaeontologia Polon.*, 40, pp 3-56.

WRZOLEK, T. 1988. Tetracoral Zonation... *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 14, 3, pp 413-23.

WRZOLEK, T., 1993. Rugose corals from... Kowala Formation... *Acta palaeont. Polon.*, 37, pp 217-54.

WRZOLEK, T. & WACH, P. 1994. Tetracoral genus *Spinophyllum* ... *Prace Nauk UŚ, Geologia*, 12-13, pp 47-63.



Przekrój geologiczny przez okolice Rakowa



Mapa geologiczna okolic Rakowa



Mapa okolic Rakowa